

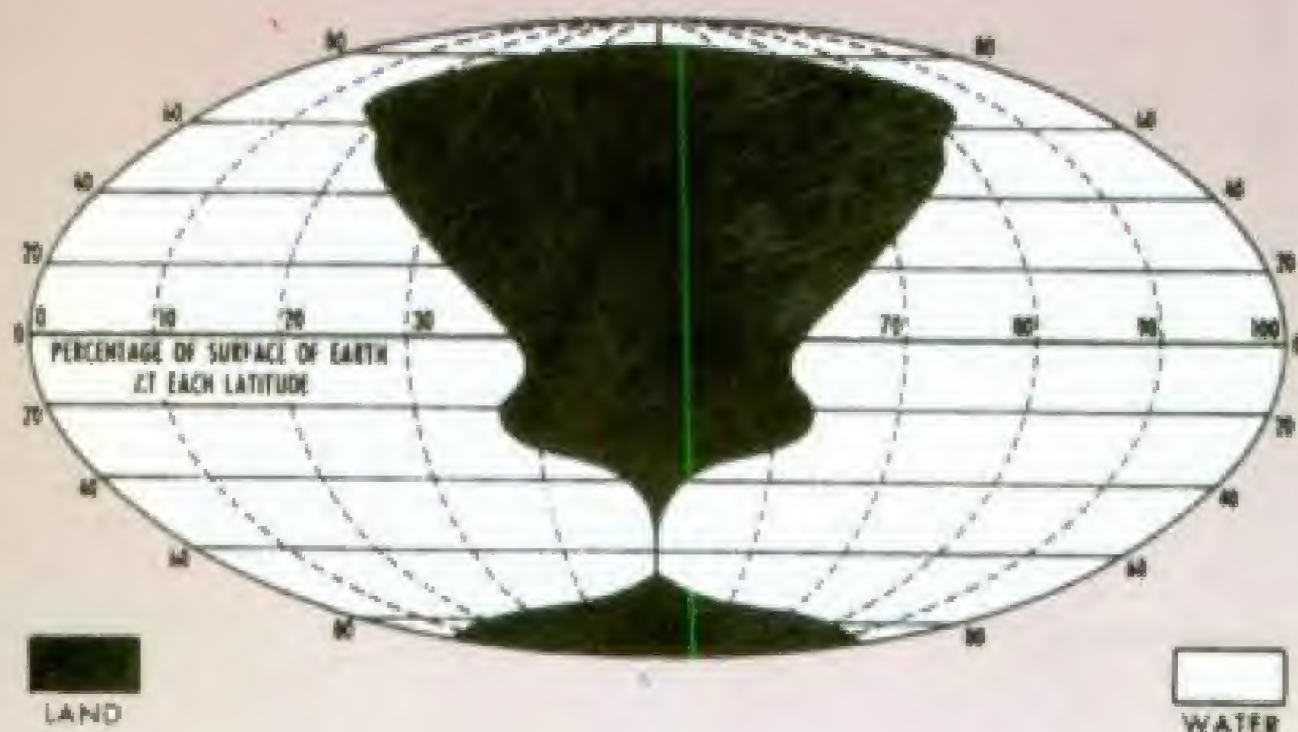


سازمان اسناد و کتابخانه ملی

۱۳۶۶

چاپ چهارم

جغرافیای آبها



تألیف

دکتر جمشید جداری عیوضی

عضو هیأت علمی دانشگاه تهران

جغرافیای آبها

تالیف

جمشید جداری عیوضی

دانشیار دانشگاه تهران



انتشارات دانشگاه تهران

شماره ۱۷۶۱

شماره مسلسل ۶۶۳۱

جداری، عیوضی، جمشید ۱۳۱۶-
جغرافیای آبها / تألیف جمشید جداری عیوضی. [ویرایش ۳]. تهران: دانشگاه تهران.
مؤسسه انتشارات، ۱۳۸۳.
خ، ۱۵۲ ص: مصور، نقشه، جدول، نمودار. (انتشارات دانشگاه تهران؛ شماره ۱۷۶۱).
ISBN 978-964-03-3980-0

چاپ چهاردهم.
فهرست نویسی براساس اطلاعات فیبا.
پشت جلد به انگلیسی: **Jedari Eyvazi: Geography of Waters.**
کتابنامه. ص. ۱۵۰-۱۵۲: همچنین به صورت زیر نویس.
۱. اقیانوس شناسی. ۲. دریاچه ها. ۳. رودها. الف. دانشگاه تهران. مؤسسه انتشارات. ب. عنوان.
۱۳۸۹ ۵۵۱/۴۶ GC ۱۱/۲ ج ۴ ج ۷
شماره کتابشناسی ملی
۶۵۵ - ۷۷ م

عنوان: جغرافیای آبها

تألیف: دکتر جمشید جداری عیوضی

نوبت چاپ: چهاردهم

تاریخ انتشار: ۱۳۸۹

شمارگان: ۲۰۰۰ نسخه

ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران

چاپ و صحافی: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران

شابک: ۰ - ۳۹۸۰ - ۰۳ - ۹۶۴ - ۹۷۸

ISBN 978-964-03-3980-0

«مسئولیت صحت مطالب کتاب با مؤلف است»

«کلیه حقوق برای ناشر محفوظ است»

بها: ۳۲۰۰۰ ریال

خیابان کارگر شمالی - خیابان شهید فرشی مقدم - مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران

پست الکترونیک: press@ut.ac.ir - سایت: www.press.ut.ac.ir

پخش و فروش: تلفکس ۸۸۰۱۲۰۷۸

بنام خدا

پیشگفتار

پیدایش حیات و تداوم آن در کره زمین نتیجه وجود آبست. این موضوع بقدری روشن است که اندیشمندان از زمانهای بسیار دور به آن پی برده، آب را یکی از چهار عنصر اصلی دانسته و درباره پیدایش و تحول آن نظراتی ابراز داشته‌اند. آب اگرچه فراوان‌ترین ماده روی زمین است ولی همه آن کیفیت یکسان ندارد. آن مقدار از آب که بطور طبیعی در روی خشکیها بوده و نیازهای زیستی جانداران و فعالیتهای صنعتی و کشاورزی انسانها را تأمین می‌کند محدود است و مهم‌تر از آن، پراکندگی جغرافیائی آب قابل مصرف در سطح خشکیها بطور یکسان نیست باین سبب واحدهای جغرافیائی مختلف شکل گرفته است. در مناطق خشک از زمانهای گذشته نیز مسأله کمبود آب وجود داشته است. ولی اکنون با افزایش جمعیت دنیا و به تبع آن نیاز روزافزون به مواد غذایی و سایر فرآورده‌ها و نیازهای دیگر، موضوع اهمیت بیش‌تر یافته است. امروزه در تمام دنیا بویژه مناطق خشک و نیمه خشک، تأمین آب لازم و چگونگی استفاده از آن بصورت یک موضوع بسیار مهم مطرح می‌باشد. مسأله بقدری مهم است که در سالهای اخیر از آب بعنوان یک سلاح استراتژیک نام می‌برند.

در حال حاضر بررسی آب در ابعاد و اشکال متنوع آن به عهده دانش «آب‌شناسی» است که خود به چندین شاخه تخصصی از قبیل «اقیانوس‌شناسی» «دریاچه‌شناسی»، «رودخانه‌شناسی»، «آبهای زیرزمینی» و ... تقسیم شده است.

در تحلیل‌های جغرافیائی آب بعنوان یک عامل محیطی بسیار مهم مورد بحث است. برای رسیدن به یک نتیجه معقول، علاوه بر لزوم آگاهی کافی از کم و کیف آبهای موجود در ناحیه مورد بحث، به اطلاعات جامعی از شرایط هیدرولوژیکی مناطق مجاور و تمام سطح کره زمین نیز نیاز است. به سخن دیگر برای ارزیابی امکان تغییر و تحول در شرایط محیط باید موقعیت ناحیه مورد تحقیق در چرخه آبشناسی در مقیاس محلی، ناحیه‌ای و بالاخره جهانی در مدنظر باشد. این کتاب برای تأمین چنین زمینه‌ای برای دانشجویان جغرافیا تهیه شده است.

در چاپ اول کتاب، جغرافیای اقیانوسها و دریاها تشریح شده بود. در چاپ دوم ضمن تغییراتی در مطالب کتاب فصل دیگری تحت عنوان «دریاچه‌ها» به آن افزوده شد. در چاپهای بعدی علاوه بر تجدید نظر کلی فصل دیگری تحت عنوان «رودخانه‌ها» به آن افزوده شد؛ در چاپ حاضر محتوای فصل آخر کتاب تغییر یافته و «حوضه‌های منطقه‌ای ایران» نیز بطور خلاصه تشریح شده است. بمنظور خودآزمایی دانشجویان مجموعه پرسش و پاسخ برای هر فصل به آخر کتاب ضمیمه شده است.

در تهیه این کتاب سعی شده از منابع معتبر و مستند استفاده شود با وجود این روشن است که نمی‌تواند کامل و دور از لغزش باشد. دانشجویان برای اطلاعات مبسوط و دقیق‌تر می‌توانند علاوه بر منابعی که در آخر کتاب چاپ شد شده است به تألیفات و نوشته‌های تخصصی در زمینه‌های مختلف آبشناسی مراجعه فرمایند. تذکر نواقص و اشتباهات موجب امتنان و تشکر مؤلف می‌باشد. در اینجا وظیفه خود می‌دانیم که از تمام مسئولین و کارکنان محترم مؤسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران که در چاپ و نشر این کتاب نگارنده را یاری نموده‌اند سپاسگزاری نمایم.

جمشید جداری عبوسی

شهریور ماه ۱۳۸۹

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول	۱
مقدمه	۱
منشاء آب و تغییرات آن در زمان	۱
بیان آب کره زمین	۳
چرخه آب شناسی	۵
طبقه بندی آبهای کره زمین	۶
آبهای اقیانوسی	۶
پراکندگی جغرافیائی دریاها و اقیانوس ها	۷
فصل دوم	۱۱
ژئومرفولوژی کف اقیانوسها و دریاها	۱۱
عکسبرداری از اعماق آب	۱۲
نقشه برداری از اعماق اقیانوس	۱۲
سنجش از دور و نقشه های باتی متریک	۱۵
عوارض مهم در زیر آبهای اقیانوس	۱۷
دشتاب	۱۸
دامنه قاره یا شیب قاره	۱۹
عوارض مهم در روی دشتاب: کانیون های زیر دریا	۱۹
حوضه های اقیانوسی	۲۲
قوس های جزیره و گودال های باریک	۲۲
رشته کوه های پستی اقیانوسی	۲۳

کوههای دریائی و گویوت‌ها.....	۲۵
پراکندگی اشکال بزرگ ناهمواری در اقیانوسها و دریاها.....	۲۶
۱- اقیانوس آرام.....	۲۶
دریاهای کناری اقیانوس آرام.....	۲۸
۲- اقیانوس هند.....	۳۲
دریاهای وابسته به اقیانوس هند.....	۳۵
۳- اقیانوس اطلس.....	۳۵
دریاهای وابسته به اقیانوس اطلس.....	۳۸
دریای مدیترانه.....	۴۱
۴- اقیانوس منجمد شمالی.....	۴۴
۵- اقیانوس منجمد جنوبی.....	۴۵
تحول شکل اقیانوسها.....	۴۷
نوسان سطح آب اقیانوسها.....	۴۸
رسوبات کف اقیانوس‌ها.....	۵۱
پراکندگی جغرافیائی لایه‌های رسوبی در دشت‌های مغاکى.....	۵۲

فصل سوم.....	۵۶
ویژگیهای فیزیکی و شیمیائی آب اقیانوسها.....	۵۶
نمکهای محلول در آب دریا.....	۵۷
درجه شوری آب اقیانوسها.....	۵۹
پراکندگی درجه شوری در آبهای سطحی اقیانوسها.....	۵۹
پراکندگی درجه شوری در دریاهای کناری و داخلی.....	۶۱
تغییرات درجه شوری در اعماق.....	۶۲
گازهای محلول در آب دریا.....	۶۲
وزن مخصوص آب اقیانوسها.....	۶۳
رنگ و شفافیت آب دریا.....	۶۴
حرارت آب اقیانوسها.....	۶۵

۶۶.....	پراکندگی درجه حرارت در آبهای سطحی اقیانوسها
۶۷.....	تغییرات درجه حرارت آب در اعماق
۶۹.....	یخ در اقیانوسها

فصل چهارم ۷۵

۷۵.....	حرکات آب دریا
۷۵.....	امواج
۸۱.....	امواج داخلی
۸۲.....	کشند یا جزر و مد
۸۶.....	جریانهای اقیانوسی
۸۸.....	جریانهای بزرگ سطحی
۸۸.....	الف- اقیانوس اطلس
۹۰.....	ب- اقیانوس آرام
۹۲.....	ج- اقیانوس هند
۹۲.....	د- حوضه قطب شمال و اطراف خشکی قطب جنوب
۹۳.....	جریانهای عمقی اقیانوسها

فصل پنجم ۹۷

۹۷.....	مناطق جغرافیائی اقیانوسها
۹۷.....	مناطق جغرافیائی لایه‌های سطحی اقیانوسها
۹۸.....	۱- منطقه قطب شمال
۹۹.....	۲- منطقه مجاور قطب شمال
۹۹.....	۳- منطقه معتدله
۹۹.....	۴- منطقه فوق مداری
۱۰۰.....	منطقه مجاور استوائی
۱۰۱.....	۷- منطقه استوائی

فصل ششم.....	۱۰۳
دریاچه‌ها.....	۱۰۳
طبقه‌بندی دریاچه‌ها.....	۱۰۴
طبقه‌بندی دریاچه‌ها بر اساس منشأ چاله آنها.....	۱۰۶
۱- دریاچه‌های زمین‌ساختی (تکتونیک).....	۱۰۶
۲- دریاچه‌های آتشفشانی.....	۱۰۸
۳- دریاچه‌های یخچالی.....	۱۱۰
دریاچه‌های کارستیک.....	۱۱۱
۵- دریاچه‌های ناشی از فرآیندهای ساحلی.....	۱۱۳
۶- دریاچه‌های ناشی از ریزش و لغزش زمین.....	۱۱۴
۷- دریاچه‌های ناشی از عمل باد.....	۱۱۴
۸- دریاچه‌های ناشی از عمل آبهای جاری.....	۱۱۵
۹- دریاچه‌های ناشی از فعالیت زیستی جانداران.....	۱۱۵
۱۰- دریاچه‌های متوربتیک.....	۱۱۵
۱۱- دریاچه‌های ناشی از فعالیتهای انسان.....	۱۱۶
مرفومتري و مرفولوژی دریاچه‌ها.....	۱۱۶
رسوبات دریاچه‌ای.....	۱۲۱
ویژگیهای حرارتی آب ، باچه‌ها.....	۱۲۲
الف- دریاچه‌های مداری.....	۱۲۴
ب- دریاچه‌های معتدل.....	۱۲۵
ج- دریاچه‌های قطبی.....	۱۲۵
املاح آب دریاچه‌ها.....	۱۲۵
حرکات آب در دریاچه‌ها.....	۱۲۷
فصل هفتم.....	۱۲۹
رودخانه‌ها.....	۱۲۹
آبهای زیرزمینی.....	۱۳۰

۱۳۱	بررسی رودخانه‌ها
۱۳۷	طبقه‌بندی رودخانه‌ها
۱۳۸	رژیم رودخانه‌ها
۱۳۹	حوضه‌های منطقه‌ای ایران
۱۴۳	منابع
۱۴۷	ضمیمه (پرسش و پاسخ)

فصل اول

مقدمه

در تحلیل‌های جغرافیائی آب به‌عنوان یکی از منابع طبیعی محیط و در عین حال به‌عنوان یک عامل تعیین‌کننده شرایط جغرافیائی مورد بحث است. این ماده با تغییر حالت از مایع به بخار دائماً در حرکت است. در حالت مایع شکل ظرف را بخود می‌گیرد. در روی خشکیها تحت تأثیر نیروی گرانش از نقاط مرتفع به‌سوی نقاط پست روانست و با انحلال مواد و املاح مختلف کیفیت آن عوض می‌شود. آب با این ویژگی‌ها از طرفی تابع شرایط طبیعی محیط است و از طرف دیگر خود به‌عنوان یک عامل جغرافیائی بسیار مهم، واحدهای مختلف طبیعی را ایجاد می‌کند. باین ترتیب در شرایط زندگی انسان و تمام جانداران کره زمین اهمیت اساسی دارد.

مطالعه نقش و اهمیت نسبی آب در هر مکان یا فضای جغرافیائی، هدف جغرافیای علمی است؛ و بررسی امکان دستکاری و تغییر در کم و کیف آن مورد نظر جغرافیای کاربردی می‌باشد؛ برای هردو منظور به‌اطلاعاتی درباره مقدار و نحوه توزیع آب در روی زمین و چگونگی رفتار آن در مقابل سایر متغیرهای محیط طبیعی نیاز است این اطلاعات را از شاخه‌های مختلف آب‌شناسی (بمعنای وسیع) می‌گیرد که هر کدام آب را از دیدگاه خاصی و یا در یکی از اشکال متنوع آن (رودخانه‌شناسی، دریاچه‌شناسی و ...) بطور تخصصی مورد مطالعه قرار می‌دهند.

منشاء آب و تغییرات آن در زمان

آب خالص ترکیبی از دو عنصر اکسیژن و هیدروژن می‌باشد. این دو عنصر در ترکیب مواد کره زمین و سایر سیارات منظومه خورشیدی وجود دارد، ولی اینکه در چه شرایطی آب از ترکیب این دو عنصر بوجود آمده و بصورت فعلی اقیانوس‌ها و دریاها را در کره زمین تشکیل داده است کسی بطور یقین چیزی نمی‌داند. ولی این نکته مسلم شده که وجود آب بصورت فعلی و گردش آن از طریق تغییر حالت از مایع به جامد (یخ و برف) و بخار مدیون موقعیت منحصر بفرد کره زمین در منظومه خورشیدی است. زمین در چنان فاصله‌ای از خورشید قرار گرفته که

میزان دریافت انرژی، امکان پیدایش اقیانوس‌ها و به تبع آن اتمسفر و نهایتاً شکوفائی زندگی را میسر ساخته است.

اغلب دانشمندان، پیدایش زمین و سایر سیارات را نتیجه انقباض ابرهای گازی می‌دانند که به‌هنگام تشکیل خورشید از آن جدا شده‌اند^۱. زمین سومین سیاره بفاصله ۱۵۰ میلیون کیلومتر از خورشید قرار دارد. زهره و بهرام (مریخ) همسایه‌های زمین و همانند آن کره سنگی می‌باشند. اولی که حدود ۴۰ میلیون کیلومتر نزدیکتر از زمین به خورشید قرار گرفته خیلی گرم‌تر از زمین و دارای اتمسفر رقیقی می‌باشد، ولی دومی (بهرام) که از خورشید ۲۲۷/۹ میلیون کیلومتر فاصله دارد اتمسفری متشکل از اکسید کربن با کمی ازت و بخار آب دور آن قرار گرفته است. این اختلافات را فقط ناشی از تفاوت فاصله نسبت به خورشید می‌دانند^۲. بقول یکی از مؤلفین «به‌واقع، کره زمین در میان سیارات منظومه شمسی به‌نحو منحصر به‌فردی مورد لطف واقع شده است. زمین تنها سیاره‌ای است که دمای سطحی آن اجازه می‌دهد تا آب به‌هر سه صورت خود یعنی مایع، جامد و گاز در آن موجود باشد»^۳.

مسأله دیگر اینست که آیا آب موجود فعلی، از گازهای اولیه که بصورت ابر ضخیمی کره زمین را می‌پوشانده ناشی شده و یا اینکه پس از سرد شدن کافی پوسته در نتیجه فعالیت آتشفشانی تولید شده است. این مسأله نیز باندازه سایر مسائل مربوط به منشأ و نحوه تکوین زمین مبهم است. ولی به‌دلیل اینکه در حال حاضر نیز ضمن فعالیت آتشفشانی (درونی و بیرونی) مقداری آب به‌سطح زمین می‌رسد، فرض دوم طرفداران بیشتر دارد. آبی را که در نتیجه آتشفشانی برای اولین بار تولید می‌شود «آب جوان»^۴ نامیده‌اند و مقدار متوسط آن را در حال حاضر در هر سال یک دهم کیلومتر مکعب تخمین می‌زنند.

درباره آهنگ افزایش آبهای کره زمین نیز دو نظر متفاوت وجود دارد. عده‌ای معتقدند که آب اقیانوس‌ها در تمام دوران‌های زمین‌شناسی بطور مداوم افزایش یافته ولی سرعت این افزایش در دوران دوم بیشتر بوده است. طرفداران این نظر، عدم انتشار سنگواره‌های جانوران دریا‌های عمیق را در سنگهای قبل از دوران دوم دلیل این امر دانسته و معتقدند که تا شروع

۱ - جان گریبن - خاستگاه زمین، مجله پیام شماره ۱۹۴، ۱۳۶۶، تهران.

۲ - منبع قبلی.

۳ - هوارد برامین - سیاره آبی، مجله پیام شماره ۱۹۰، ۱۳۶۴، تهران.

دوران دوم مقدار آب اقیانوس‌ها خیلی کم بوده ولی پس از آن افزایش سریعی در میزان آب رخ داده است. بعضی از دانشمندان نیز به افزایش تدریجی با همان آهنگ فعلی در طول دوران‌های زمین‌شناسی اعتقاد دارند. به نظر این‌ها، عدم انتشار آثار جانوران دریا‌های عمیق در رسوبات قبل از دوران دوم ممکن است به سبب مساعد نبودن شرایط زندگی در دریا‌های عمیق تا دوران دوم باشد^۱.

حجم تخمینی آب اقیانوس‌ها در حال حاضر حدود ۱۳۷۰ میلیون کیلومتر مکعب است. اگر نظر دوم را قبول کنیم براساس افزایش یک دهم کیلومتر مکعب در سال بایستی در شروع پالئوزوئیک یعنی در حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش، حدود ۱۳۱۰ میلیون کیلومتر مکعب آب در اقیانوس‌ها وجود داشته باشد، یعنی عمق دریا‌های آن زمان حدود ۱۶۶ متر نسبت به امروز کمتر بوده است.

بیان آب کره زمین

مجموع آب‌های قابل دسترسی کره زمین را کمی بیش از ۱۴۵۰ میلیون کیلومتر مکعب تخمین می‌زنند که حدود ۹۴ درصد از آن در چاله‌های وسیع اقیانوس‌ها و دریاها قرار دارد. برای درک عظمت این مقدار اگر سطح کره زمین صاف بود این مقدار آب می‌توانست سطح تمام سیاره را بصورت پوسته‌ای بضخامت سه کیلومتر پیوشاند. در حال حاضر باز هم قسمت اعظم سطح زمین یعنی حدود ۷۱ درصد از آن را دریاها و اقیانوس‌ها می‌پوشانند. شش درصد بقیه آب‌های کره زمین به شکل‌های مختلف در سطح و لایه‌های مجاور خشکی‌ها و در هوا توزیع شده است. آب دریاچه‌ها را در مجموع ۲۳۰ هزار کیلومتر مکعب و مقدار آبی را که هر لحظه در رودخانه‌ها وجود دارد ۱۲۰۰ کیلومتر مکعب محاسبه کرده‌اند. مقداری حدود ۲۴ میلیون کیلومتر مکعب آب نیز بصورت یخچال عمدتاً در مناطق قطبی و کمی هم در روی کوه‌های مرتفع مناطق دیگر جمع شده است.

در مورد آب‌های زیرزمینی ارقام خیلی تقریبی است. مجموع آب موجود تا عمق ۱۶ کیلومتری سطح خشکی‌ها را حدود ۲۰۰ میلیون کیلومتر مکعب تخمین زده‌اند که نزدیک به ۶۰ میلیون کیلومتر مکعب آن تا عمق پنج کیلومتری قرار داشته و در شرایط فعلی قابل دسترسی است. آب‌های زیرزمینی در لایه‌های سطحی خشکی‌ها بطور متوسط تا عمق ۸۰۰ متر بطور طبیعی

۱ - در مورد این مسائل علاوه بر دو منبع قبلی به کتاب زیر مراجعه شود :

تحت تأثیر نیروی ثقل تعویض می‌شود.^۱ در این قسمت از پوسته زمین - که به «منطقه فعال» موسوم است - حدود چهار میلیون کیلومتر مکعب آب وجود دارد.

علاوه بر مقادیر فوق همیشه مقداری آب بصورت رطوبت در خاک و مقداری بصورت بخار در هوا وجود دارد که حجم آنها به ترتیب معادل حدود ۸۳ و ۱۴ هزار کیلومتر مکعب آب می‌باشد.

مجموع آبهای کره زمین را در شکل‌های مختلف آن «کره آب»^۲ یا آبکره نامیده‌اند. جدول زیر حجم آبهای موجود در بخش‌های مختلف آبکره و میزان درصد آنها را در مجموع آب قابل دسترسی نشان می‌دهد:

آب قابل دسترسی در آبکره از م. ل. لودیج^۳

آب	حجم (۱۰۰۰K ^۳)	درصد کل
اقیانوس‌ها و دریاها	۱۳۷۰۳۲۳	۹۳/۹۳
آبهای زیرزمینی قابل دسترسی	۶۰۰۰۰	۴/۱۱
آبهای زیرزمینی در منطقه فعال	۴۰۰۰	۰/۲۷
یخچال‌ها	۲۴۰۰۰	۱/۶۵
دریاچه‌ها	۲۳۰	۰/۰۱۶
رطوبت خاک	۸۳	۰/۰۵۵
بخار آب در هوا	۱۴	۰/۰۰۱
رودها	۱/۲	۰/۰۰۰۱
جمع	۱۴۵۴۶۵/۲	۱۰۰

۱ - در واقع ضخامت منطقه فعال در هر نقطه ارتفاع آن محل از سطح دریاها می‌باشد، عدد ۸۰۰ متر را با توجه به ارتفاع متوسط خشکی‌ها، که حدود ۸۳۰ متر است در نظر می‌گیرند.

2 - Hydrospher

3 - M. L. Lvovich, the World's Water, Moscow, 1975

چرخه آب شناسی^۱

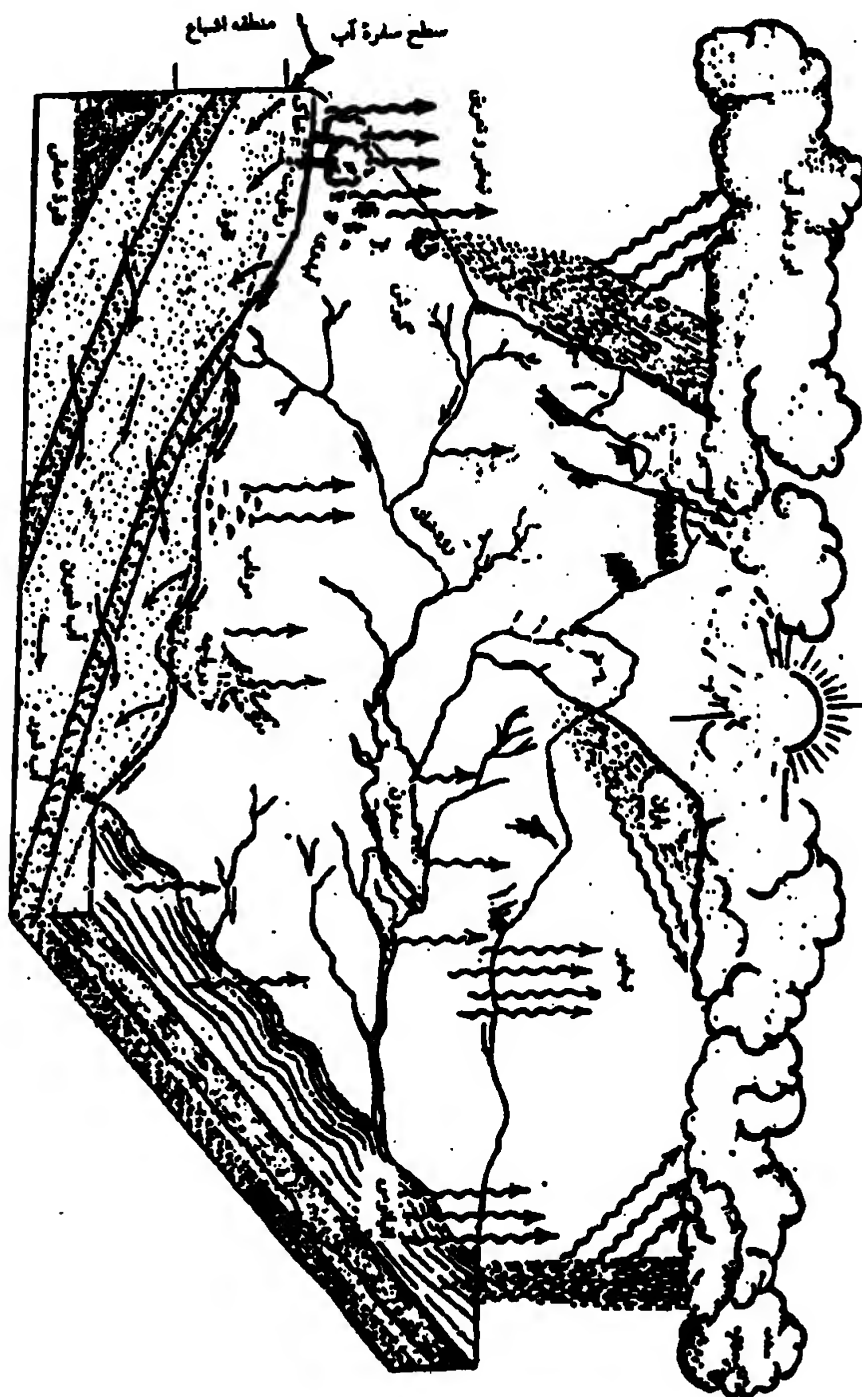
آب در طبیعت مدام در حال گردش است. بخار آبی که در اثر تبخیر و تصعید وارد هوا می شود توسط باد به جاهای دیگر انتقال یافته بالاخره بصورت برف و باران به سطح زمین بر می گردد. این فرآیند در مقیاسهای خیلی کوچک و خیلی بزرگ در تمام نقاط سطح زمین جریان دارد. نتیجه کلی این فرآیند انتقال مقداری آب از اقیانوسها و دریاها به سطح خشکیهاست که آنهم به شکلهای مختلف از قبیل جریانهای سطحی و زیرزمینی و حتی تبخیر دوباره بالاخره به اقیانوسها برمی گردد. باین ترتیب آب در مدارهای بسته کوچک و بزرگ دائماً در حال گردش است که آن را چرخه آب شناسی می گویند. در این چرخه سرعت حرکت در همه جا یکسان نیست. حرکت در هوا خیلی سریعتر از حرکت در روی زمین بوده و حرکت آبهای زیرزمینی خیلی کندتر است. در این چرخه ممکن است مقداری آب در یخچالهای دائمی یا دریاچه ها و یا در مخازن زیرزمینی عمیق مدتها محبوس بماند ولی در طول زمان بالاخره به منبع اصلی یعنی اقیانوسها برمی گردد. (شکل ۱-۱).

براساس برآورد یکی از محققین^۲، تبخیر و بارش سالانه از اقیانوسها و دریاها به ترتیب ۴۸۸۰۰۰ و ۴۱۱۰۰۰ کیلومتر مکعب است. اختلاف این دو عدد مقدار آبی است که سالانه به جو زمین منتقل شده و مقداری از آن بصورت برف و باران به روی خشکیها می بارد. تبخیر و بارش سالانه روی خشکیها نیز به ترتیب ۷۲۰۰۰ و ۱۰۹۰۰۰ کیلومتر مکعب برآورد شده است. با این حساب حدود ۳۷۰۰۰ کیلومتر مکعب آب هر سال روی خشکیها می رسد که تمام زندگی جانداران و فعالیت مختلف انسانی به آن وابسته است.

طبقه بندی آبهای کره زمین

آبهای کره زمین را در یک تقسیم بندی کلی به آبهای اقیانوسی و آبهای قاره ای تقسیم کرده اند که هر یک از آنها نیز با توجه به شکل و موقعیت مکانی به واحدهای کوچکتر تقسیم می شوند.

این طبقه بندی اگرچه یک طبقه بندی توصیفی است، ولی از نظر کاربردی و سهولت مطالعه بسیار مفید است. آبهای قاره ای در واقع جزء بسیار کوچکی از آبهای اقیانوسی است که در



شکل ۱-۱- گردش آب در طبیعت (۱۷)*

* - عدد بین « » شماره ردیف مأخذ شکل را نشان می دهد .

چرخه آبشناسی بطور موقت به روی خشکی‌ها انتقال یافته و دوباره به مبداء خود یعنی دنیای اقیانوس برمی‌گردد. در این فرآیند همین جزء کوچک نیازهای زیستی جانداران خشکی‌ها را تأمین کرده و فعالیت‌های مختلف انسانی را شکل می‌دهد، بهمین سبب بیشتر مورد توجه انسانها قرار گرفته است. ولی اگر موضوع با دید وسیع‌تری مورد بحث قرار گیرد، در واقع آبهای اقیانوسی و چگونگی پراکندگی جغرافیائی آنهاست که تمام شرایط طبیعی سطح کره زمین را تعیین کرده و آنرا کنترل می‌کند. به ظاهر بین آبهای قاره‌ای و آبهای اقیانوسی از نظر حجم، شکل مکان و ویژگیهای فیزیکی و شیمیائی تفاوت‌های زیادی وجود دارد، ولی همه اینها ناشی از اثرات موقعیت مکانی و شرایط حاکم بر آن است والا آبهای کره زمین در هر شکل و حالتی که باشند اختلاف ذاتی ندارند.

آبهای اقیانوسی

حدود ۹۲ درصد از مجموع آبهای سیاره زمین، محیط یک پارچه‌ای تشکیل می‌دهد که بیش از دو سوم زمین را پوشانده است. این مجموعه پر حجم و وسیع به «دنیای اقیانوس»^۱ موسوم است. پراکندگی ناموزون خشکی‌ها و برآمدگی‌های مختلف در زیر آب، دنیای اقیانوس را به چند اقیانوس و چندین دریا به شکل‌های مختلف تقسیم کرده است. اقیانوس‌ها وسیع و عمیق هستند. بهمین سبب آب اقیانوس‌ها دارای ویژگی‌های مشترک بوده و دامنه تغییرات در آنها خیلی کم و تدریجی است، ولی دریاها که در کنار و یا میان خشکی‌ها قرار دارند باین سبب تحت تأثیر شرایط اقلیمی خشکی‌های مجاور بوده و ویژگی‌های آب آنها، نه تنها با اقیانوس‌ها فرق می‌کند، بلکه از این لحاظ تفاوت‌های چشمگیری بین خود دریاها نیز مشاهده می‌شود، از اینرو دریاها برحسب موقعیت‌شان نسبت به خشکی‌ها، به «دریاهای کناری» و «دریاهای داخلی» تقسیم می‌شوند.

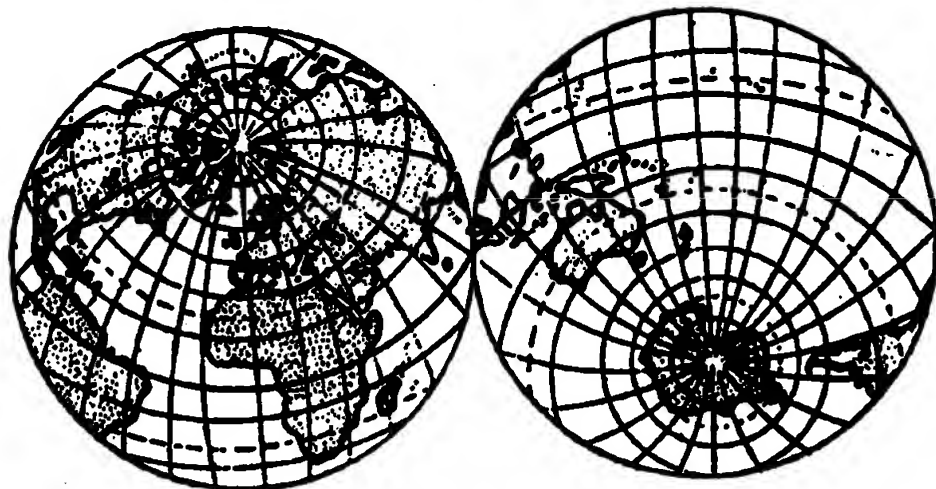
دریاهای کناری در حاشیه قاره‌ها قرار گرفته و در ظاهر بخشی از اقیانوسها می‌باشند، ولی از بعضی جهات با آنها تفاوت دارند. در واقع ارتباط این دریاها با اقیانوس در آبهای سطحی بوده و بیشتر آنها دریاهای کم عمق هستند در دریاها عمیق نیز رشته کوههای زیر آب مانع از اختلاط آبهای عمقی می‌باشد. این عدم ارتباط عمقی و وسعت نواحی کم عمق به علاوه مجاورت با قاره‌ها روی ویژگی‌های آب و تمام پدیده‌های مربوط به آن تأثیر می‌کند.

دریاهای داخلی با خشکی‌ها احاطه شده و ارتباط‌شان با اقیانوس یا با دریاهای کناری

توسط تنگه‌ها و گذرگاه‌های باریک و کم‌عمق است از اینرو دریا‌های داخلی بیشتر از دریا‌های کناری تابع شرایط اقلیمی خشکی‌های مجاور بوده و هر یک ویژگی‌های خاص خود را دارد.

پراکندگی جغرافیائی دریاها و اقیانوس‌ها

توزیع آب‌های اقیانوس در روی کره زمین از نظام خاصی پیروی نمی‌کند. پراکندگی آنها نسبت به یک نقطه یا خط معین تقارنی نشان نمی‌دهد ولی گرایش‌هایی مشاهده می‌شود مثلاً می‌توان با ترسیم دایره عظیمه‌ای زمین را طوری به دو نیمکره تقسیم کرد که در آن قسمت اعظم آب‌ها در یک نیمکره و بیشتر خشکی‌ها در نیمکره دیگر قرار گیرد (شکل ۱). در اینصورت قطب نیمکره آبی در نزدیکی زلاند جدید و قطب نیمکره خشکی در کشور فرانسه خواهد بود.



شکل ۱- نیمکره آبی و نیمکره خشکی «۷»

اگر پراکندگی اقیانوس‌ها را برحسب عرض جغرافیائی مورد بررسی قرار دهیم در نظر اول تفاوت بین نیمکره شمالی و نیمکره جنوبی چشمگیر است زیرا ۸۱ درصد از سطح نیمکره جنوبی پوشیده از آب است در حالی که در نیمکره شمالی این نسبت از ۶۲ درصد تجاوز نمی‌کند. یعنی بیشتر خشکی‌ها در نیمکره شمالی هستند گوئی قاره‌ها بسوی قطب شمال کشیده می‌شوند. هنگامی که نسبت آب در روی مدارات معینی در دو نیمکره مورد بررسی قرار می‌گیرد این ناهم‌انگهی در توزیع آب‌ها بهتر دیده می‌شود (جدول ۱).

جدول ۱- مقایسه نسبت آبها برحسب عرض جغرافیائی در دو نیمکره

عرض جغرافیائی	نیمکره شمالی	نیمکره جنوبی
۱۰-۰ درجه	۷۸٪	۷۶/۶٪
۲۰-۱۰	۷۳/۳	۷۸/۱
۳۰-۲۰	۶۰/۳	۷۷
۴۰-۳۰	۵۷/۸	۸۹/۶
۵۰-۴۰	۴۸/۵	۹۸
۶۰-۵۰	۴۳/۳	۹۹/۲
۷۰-۶۰	۲۹/۳	۹۰
۸۰-۷۰	۷۰/۳	۲۶/۹
۹۰-۸۰	۹۰	۰

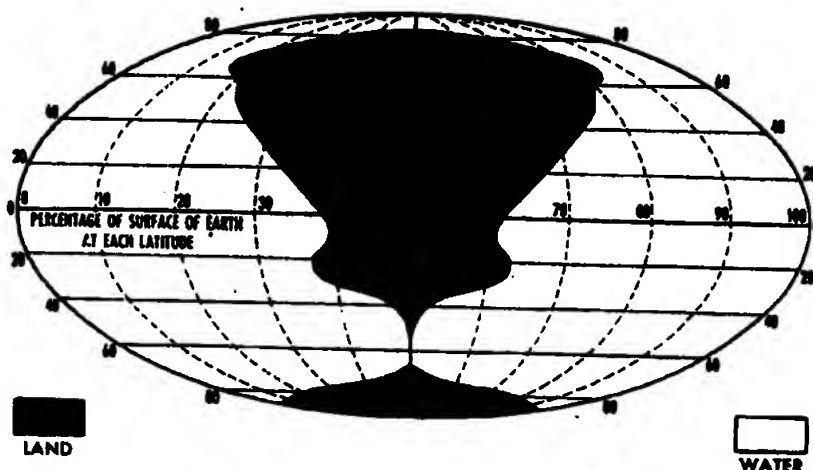
با توجه به جدول فوق به وضوح حداکثر گسترش آب در نیمکره شمالی بین مدار ۸۰ و ۹۰ درجه - جائیکه حوضه قطب شمال است - مشاهده می شود، در حالی که در نیمکره جنوبی درست بین همان مدارها خشکی قطب جنوب قرار گرفته و تقریباً تماماً خشکی است. در نیمکره جنوبی حداکثر گسترش آب بین مدار ۵۰ و ۶۰ درجه است، در مقابل در نیمکره شمالی بین همان مدارها نسبت آب خیلی کم بوده و در ۶۵ درجه به حداقل می رسد. نمودار زیر این واقعیت ها را به روشنی تمام نشان می دهد.

اگر پراکندگی آبهای اقیانوسی را برحسب شکل حوضه و موقعیت آنها مورد بررسی قرار دهیم پنج پهنه آبی وسیع قابل تفکیک است که همان پنج اقیانوس معروف در جغرافیای کلاسیک می باشد.

بین قاره آمریکای شمالی و جنوبی از یک سو و قاره های آسیا و استرالیا از سوی دیگر بزرگترین پهنه آبی دنیا یعنی اقیانوس آرام قرار دارد. شکل آن شبیه بیضی است. در شمال از طریق دریای برینگ با گذرگاه کم عمقی به حوضه قطب شمال وصل می شود ولی در جنوب بدون هیچ موز مشخصی به اقیانوس های دیگر پیوسته است.

اقیانوس اطلس با کرانه های شرقی آمریکای شمالی و جنوبی، و سواحل غربی اروپا و آفریقا محدود شده است. این اقیانوس به شکل دوک طویلی است که در شمال بیشتر باریک شده و توسط دریای نروژ و چند گذرگاه کوچک دیگر به حوضه قطب شمال می پیوندد.

اقیانوس هند در جنوب قاره آسیا بین آفریقا و استرالیا قرار گرفته و از دو اقیانوس قبلی کوچک‌تر است



شکل ۱-۲- نمودار پراکندگی آب و خشکی در سطح زمین (از Woytinsky)

اقیانوس منجمد شمالی در اطراف قطب شمال توسط سواحل شمالی قاره‌های امریکا و اوراسیا احاطه شده است شکلی تقریباً گرد دارد و وسعت آن بیش از ۱۴ میلیون کیلومتر مربع نیست این اقیانوس به عقیده بعضی‌ها، یک نوع خلیج از اقیانوس اطلس شمالی است که از نظر ویژگیهای فیزیکی به یک دریای کناری بیشتر شباهت دارد، از اینرو اغلب آن را «حوضه قطب شمال» می‌گویند.

آبهای اطراف خشکی قطب جنوب نیز به اقیانوس منجمد جنوبی موسوم است، ولی در واقع در نیمکره جنوبی فقط یک اقیانوس وسیع وجود دارد که بسوی شمال قاره‌ها آن را به سه حوضه آرام، اطلس و هند تقسیم کرده‌اند. در نیمکره جنوبی مرز اقیانوس‌ها قراردادی است. «اداره هیدروگرافی بین‌المللی» مرز اقیانوس منجمد جنوبی را خط فرضی که دماغه هورن، دماغه امیدنیک و جنوبی‌ترین نقطه استرالیا را بهم وصل می‌کند، تعیین کرده است. این مرز اگرچه مشخص است ولی یک مرز طبیعی نیست. J. Rouch دانشمند فرانسوی مرز این اقیانوس را خط هم‌دمای 5° درجه سانتیگراد در سردترین ماه دانسته‌است. چون حدود اقیانوس‌ها در نیمکره جنوبی بطور دقیق مشخص نیست امروزه اغلب از سه اقیانوس نام برده می‌شود:

۱- اقیانوس آرام	به وسعت	۱۷۷	میلیون کیلومتر مربع
۲- اقیانوس اطلس	»	۱۰۶	»
۳- اقیانوس هند	»	۷۷	»

فصل دوم

ژئومرفولوژی کف اقیانوسها و دریاها

تحقیقات ژئومرفولوژی متکی بر مشاهده می باشد و این مشکل ترین مرحله در بررسی عوارض سطحی زمین در زیر آب اقیانوسها و دریاهاست .

برای مشاهده زمین در زیر آب باید به درون آن رفت؛ مهم ترین مانع برای این کار فشار بیش از حد آب است. علاوه بر آن، اعماق آب در تاریکی فرو رفته است و میدان دید محدود به فضائی است که بوسیله نورافکن می توان روشن کرد .

از قدیم برای رفتن به زیر آب و مشاهده مستقیم روش ها و وسایلی بکار رفته که نتیجه تکامل آنها لباس های غواصی و زیردریائی های مخصوص امروزی است. از خیلی قدیم غواصان از لباس و کلاهائی برای افزایش مدت توقف در زیر آب استفاده می کرده اند. اولین لباس غواصی از نوع جدید در سال ۱۸۲۹ ساخته شد که در آن هوا بوسیله لوله لاستیکی با تلمبه زدن از قایق به غواص می رسید. غواص بوسیله طناب به قایق وصل بود، با این وسیله حداکثر تا عمق ۱۸۰ متر قابل بررسی بود. لباس های غواصی امروزی که برای اعماق حدود ۹۰ متر ساخته شده یک لباس چسبان غیر قابل نفوذ و کلاهی با دریچه شیشه ای محکم است. دو مخزن اکسیژن به پشت غواص بسته می شود که علاوه بر تأمین هوا سنگینی آن مانع از شناور شدن غواص است.

تا اواخر دهه ۳۰ قرن بیستم انسان اعماق بیشتر از ۱۸۰ متر را ندیده بود. اولین زیردریائی مخصوص اعماق زیاد در حدود سال ۱۹۳۰ ساخته شد که به «باتی اسفیر» موسوم است. این وسیله بشکل کره از فولاد ساخته شده و دریچه هائی با شیشه مخصوص دارد که در مقابل فشار مقاوم است. در داخل آن، مخزن اکسیژن، دستگاه تصفیه هوا، تلفن، نورافکن و وسایل اندازه گیری از قبیل فشارسنج و غیره ... نصب شده است .

باتی اسفیر بوسیله یک لوله به کشتی مربوط و با کابل محکمی به بدنه کشتی متصل می شد. در سال ۱۹۳۴ پروفیسور ویلیام بیب^۱ طبیعی دان و اقیانوس شناس آمریکائی با این

وسیله در اطراف جزیره برمودا تحقیقاتی انجام داد و توانست تا عمق حدود ۸۰۰ متر به زیر آب فرو رود.

از تکمیل باتی اسفیرها نوع دیگری از زیر دریائی‌های تحقیقاتی موسوم باتی اسکاف ساخته شده که دارای موتورهای برقی و تجهیزات الکترونیکی است. در سال ۱۹۵۳ یک باتی اسکاف فرانسوی به اعماق ۴۰۰۰ متری رسید. بالاخره در ۲۳ ژانویه ۱۹۶۰ باتی اسکاف «تریست»^۱ که توسط پروفیسور پیکارد^۲ به هزینه نیروی دریائی ایالات متحده ساخته شده بود، به سرنشینی ژاک پیکارد (فرزند پروفیسور پیکارد) و یک افسر نیروی دریائی به عمیق‌ترین نقطه اقیانوسها در چاله ماریانا رسید.

در حال حاضر زیر دریائی‌های مجهزتری ساخته شده و امکان مشاهده مستقیم در تمام اعماق برای محققین وجود دارد، ولی با توجه به وسعت اقیانوسها و مشکلات چنین مطالعات، روشن است که دایره عمل انسان در مشاهده اعماق محدود است.

عکسبرداری از اعماق آب

مشکلات عکسبرداری از اعماق دریا شبیه مشکلاتی است که برای مشاهده مستقیم وجود دارد. ولی از آن کمتر است، زیرا در مشاهده مستقیم تأمین اکسیژن برای تنفس و اختلالات ناشی از تغییر فشار در دستگاه گردش خون از مسائل عمده می‌باشد که در عکسبرداری مورد بحث نیست. امروزه با طرق مختلف از اعماق دریا عکسبرداری می‌شود. در زیردریائی‌های تحقیقاتی دوربین در داخل سفینه نصب شده و برای گرفتن عکس از نورافکن‌های سفینه استفاده می‌شود. در موارد دیگر دوربین و نورافکن را در داخل محفظه‌ای قرار می‌دهند که در مقابل فشار آب مقاومت کافی داشته و مانع از نفوذ آب است. بعضی از آنها را به گونه‌ای ساخته‌اند که وقتی با کابل به کف دریا فرستاده می‌شود با زاویه مناسبی نسبت به کف دریا قرار گرفته و با حرکت قایق به دنبال آن در کف دریا کشیده می‌شود، با این وسیله عکس‌هایی در فواصل معین برداشته می‌شود و یا بطور مداوم از کف دریا فیلمبرداری می‌کنند. برای اعماق خیلی زیاد نیز از این روش استفاده می‌شود.

نقشه‌برداری از اعماق اقیانوس

آگاهی از شکل بستر اقیانوس‌ها عمدتاً از طریق نقشه‌برداری حاصل شده است. در

نقشه‌هایی که از کف اقیانوس‌ها تهیه می‌شود، شکل ناهمواریها با منحنی‌های هم‌ژرفا^۱ نمایش داده می‌شود. این‌گونه نقشه‌ها به نقشه‌های باتی‌متریک^۲ موسوم است. از آنجا که سطح دریاها تقریباً یکسان است، اگر در فواصل معین عمق آب را اندازه‌گیری و در عین حال موقعیت مسطحاتی محل اندازه‌گیری مشخص شود می‌توان نقشه کف دریا را بدست آورد. در عمل روی امتدادهایی معلوم و بموازات هم در فواصل مساوی بطور مداوم ژرفایابی می‌شود و سپس براساس ارقام بدست آمده منحنی‌های هم‌ژرفا را ترسیم می‌کنند.

تا اوایل قرن حاضر نقشه‌برداری از اعماق کاری بس مشکل بود. روش ژرفایابی همان روش ساده و در عین حال بسیار مشکل قدیمی بود که دریانوردان برای آگاهی از عمق آب در سواحل بکار می‌بردند. در این روش وزنه‌ای را به سر طناب بسته و آن را در آب رها می‌کردند. سست شدن کشیدگی طناب رسیدن وزنه را به کف آب خبر می‌داد، طول طناب فرو رفته در آب عمق را مشخص می‌کرد. این روش اگرچه ساده به نظر می‌رسد ولی در عمل تطبیق آن در اعماق زیاد فوق‌العاده مشکل است، بطوریکه هیأت تحقیقاتی کشتی مشهور چالنجر^۳ در طول سفر سه ساله خود (۷۵-۱۸۷۲) فقط توانست ۲۵۰ نقطه را ژرفایابی کند.

در جنگ اول جهانی روش جدیدی برای ژرفایابی پیدا شد، آن محاسبه عمق از روی زمان رفت یک ضربان موج صوتی و برگشت انعکاس آن است. در اول با نواختن چکشی به ته کشتی و یا زنگی که در آن تعبیه شده بود یک ضربان موج صوتی ایجاد می‌شد. بعدها امواج ماورای صوت جای‌گزین آن شد که با وسایل الکترونیکی تولید می‌شود. سرعت این امواج حدود ۱۶۰۰ متر در ثانیه است یعنی می‌توان ژرفای عمیق‌ترین نقطه اقیانوس را در ظرف کمتر از ۱۵ ثانیه اندازه‌گیری کرد.

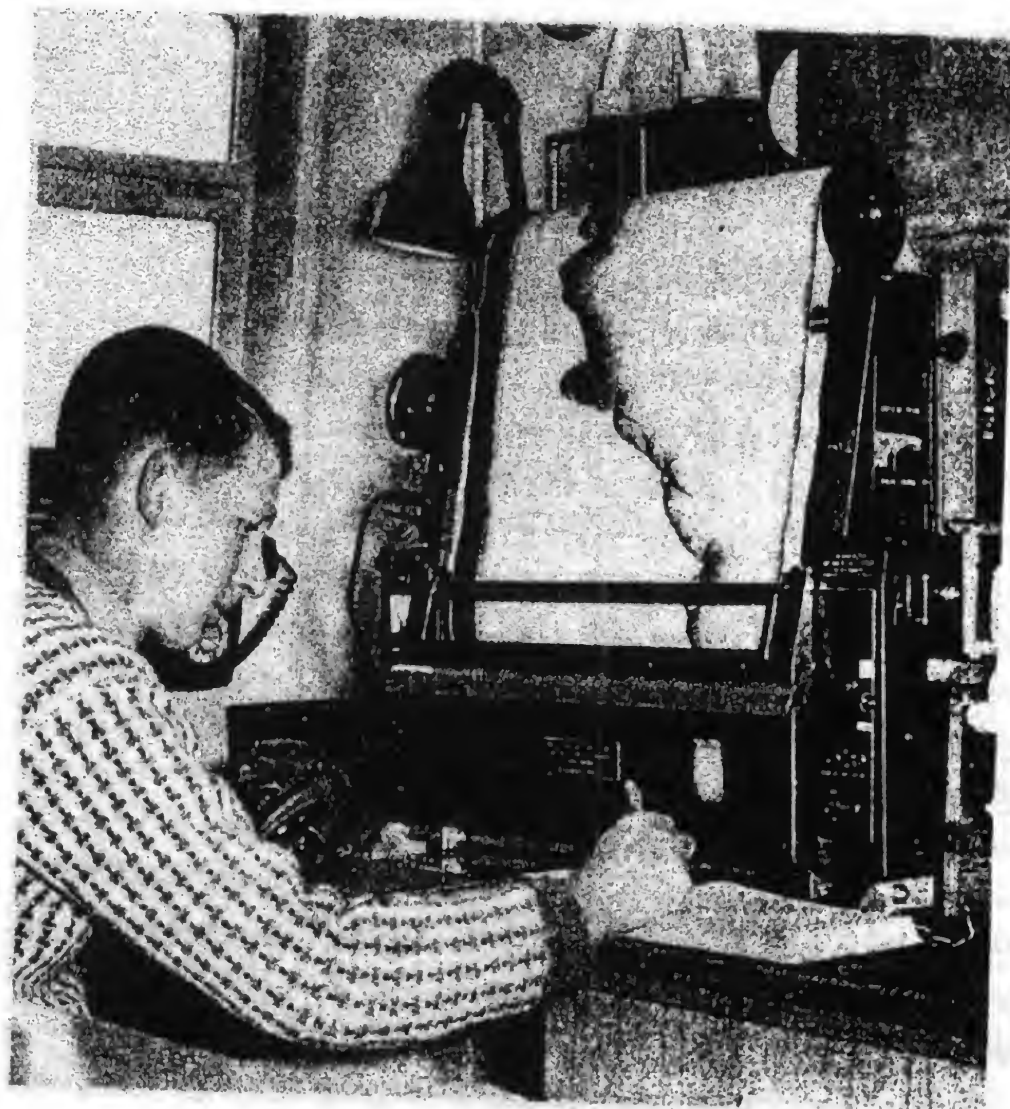
ژرفایاب‌های صوتی^۴ امروزی دستگاه‌های ثباتی است که از نظر کاربرد در دو نوع ساخته می‌شوند نوع اول برای اعماق کم و نوع دوم برای اعماق زیاد طراحی شده است. پاره‌ای از آنها در هر لحظه فقط یک موج ارسال می‌کند ولی در بعضی‌ها چندین موج هم‌زمان به‌سوی اعماق روانه می‌شوند. بموازات این تحول در اندازه‌گیری اعماق، تعیین موقعیت کشتی‌ها نیز آسان شده است. بطوریکه کشتی‌ها با استفاده از ماهواره‌ها امروزه در هر لحظه می‌توانند موقعیت دقیق خود را تعیین کنند. باین ترتیب در سایه تکنولوژی، نقشه‌برداری از اعماق اقیانوس‌ها آسان شده است. در شکل ۱-۲ یک ژرفایاب صوتی جدید و چگونگی ثبت شکل ناهمواری اعماق دیده می‌شود.

1 - Isobath

2 - Bathymetric

3 - Challenger

4 - Echo sounder



شکل ۱-۲- یک محقق هنگام کار با ژرفایاب صوتی در کشتی اکتشافی انگلیسی.

دیسکآوری «۱۰»

اگر چه ژرفایاب صوتی در حال حاضر بهترین و دقیق ترین وسیله برای ژرفایابی است ولی دقت آن صد در صد نیست و یک تقریب در حدود ۱۰ متر باید در اندازه گیری ها در نظر گرفته، زیرا علاوه بر اینکه سطح دریا و در نتیجه آن محل کشتی ثابت نیست، سرعت امواج صوتی نیز تابعی از درجه شوری، درجه حرارت و فشار آب است و با تغییر هر یک از آنها سرعت

امواج نیز کمی تغییر می‌کند. علاوه بر آن در بعضی موارد نمی‌توان شکل واقعی عوارض را از طریق ژرفایاب صوتی بدست آورد، مثلاً در شکاف‌ها و دره‌های عمیق به سبب شیب زیاد انعکاس موج به دامنه مقابل برگشته در نتیجه عمق واقعی ثبت نمی‌شود. در چنین موارد با عکسبرداری از آن محل نقشه را تصحیح می‌کنند.

سنجش از دور و نقشه‌های باتی‌متریک

در عکس‌های هوایی از تغییر رنگ آب تاحدی می‌توان اعماق کم را تشخیص داد و از آن در بررسی‌های مرفولوژی ساحلی بهره گرفت ولی این ویژگی به باریک‌ای از ساحل بخصوص نواحی کم عمق دلتاها انحصار دارد. اگر چه از نظر کاربردی مهم است ولی به نظر نمی‌رسد که برای تهیه نقشه حتی در محدوده اعماق چند ده متری قابل استفاده باشد. ولی شواهد موجود در مورد عکس‌های ماهواره‌ای حاکی از اینست که تهیه نقشه‌های تفصیلی از بستر دریاها و اقیانوس‌ها از طریق عکس‌های ماهواره‌ای در آینده نزدیک بعید نمی‌باشد محققین آمریکائی با ترکیب چند باند از سنجنده T.M.^۱ ماهواره لندست^۲ در سواحل جزیره بی‌می‌نی^۳ توانسته‌اند اعماق مختلف (اعماق کم) را تفکیک کنند^۴ (شکل ۲-۲).

شاهد دیگر نتیجه‌ایست که از مقایسه اندازه‌گیری ارتفاع سطح اقیانوس‌ها بوسیله ماهواره سی‌ست^۵ با میدان‌گرانش زمین حاصل شده است. در سال ۱۹۷۸ ماهواره سی‌ست از ارتفاع اقیانوس‌ها را با دقتی در حدود چند سانتیمتر اندازه‌گیری کرد از بررسی آن معلوم شد که ارتفاع آب در روی کوه‌های زیردریائی. حدود چهار متر برآمده و در روی شیارهای عمیق به همان مقدار فرو رفته است. تبدیل این اطلاعات به نقشه، واحدهای مرفولوژیک بزرگ اقیانوسی را بخوبی منعکس می‌کند^۶ (شکل ۲-۳).

1 - Thematic Mapper

2 - Landsat

3 - Bimini

۴- برای اطلاعات بیشتر نک: استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای برای سنجش عمق آبهای دریائی. سپهر

(نشریه سازمان جغرافیائی نیروهای مسلح) ش. ۱، بهار ۱۳۶۹.

5 - Seasat

6 - Gould, P. the Geographer at work, 1985



شکل ۲-۲- اعماق مختلف در اطراف جزیره بی‌می‌نی که از ترکیب باندهای مختلف
سنجده T.M. بدست آمده است (عکس از مجله سپهر شماره ۱ سال ۶۹)



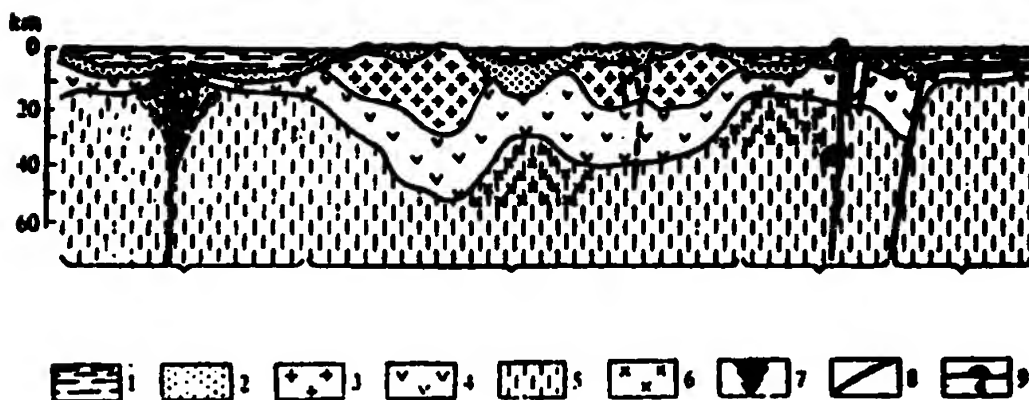
شکل ۲-۳- نقشه کف اقیانوس‌ها که براساس اطلاعات ماهواره سی‌ست تهیه شده است «۲۴»

این شواهد نشان می‌دهد که تهیه نقشه از اعماق اقیانوس از طریق عکسهای ماهواره‌ای نه تنها ممکن می‌باشد بلکه شروع شده و در حال تکامل است.

عوارض مهم در زیر آبهای اقیانوس

ساختمان پوسته زمین در کف حوضه‌های اقیانوسی با پوسته قاره‌ای تفاوت اساسی دارد. پوسته قاره‌ای از سنگهای نوع گرانیت و رسوبی تشکیل شده و ضخامت متوسط آن ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر است. در حالی که پوسته اقیانوسی از نوع بازالت بوده و فاصله موهو (گسستگی موهو رویچ) از سطح آب اقیانوس از ۱۰-۱۵ کیلومتر بیشتر نیست. پوسته اقیانوسی از سه لایه تقریباً منظم تشکیل شده است. زیر آب اول رسوبات نرمی است که ضخامت آن با افزایش عمق کم می‌شود. این رسوبات در اعماق کمتر از ۴۰۰۰ متر به ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر دیده می‌شود ولی در اعماق بیشتر از ۵۰۰۰ متر به کمتر از نصف تقلیل می‌یابد. زیر رسوبات نرم یک لایه رسوبی سخت شده قرار دارد که ضخامت آن نیز چندان زیاد نیست (حدود ۲۰۰۰ متر. بعد از آن سنگهای بازالتی است که تا موهو ادامه دارد. در شکل ۴-۲ اختلاف بین پوسته قاره‌ای و اقیانوسی بوضوح دیده می‌شود.

در زیر آب فرآیندهای بیرونی شکل‌زائی نیز با آنچه در روی خشکی‌ها جریان دارد یکسان نیست. باین سبب اشکال ناهمواری در زیر آبها با ناهمواریهای روی خشکی‌ها تفاوت زیاد دارد، فقط در مناطق کم‌عمق، جائیکه گمان می‌رود زمانی بیرون از آب قرار داشته شکل‌هایی شبیه روی خشکیها دیده می‌شود.



شکل ۴-۲- برش پوسته زمین (شمانیک) «۳۱»

در حاشیه تمام دریاها نوار کم عمقی با شیب ملایم دیده می شود که آن را فلات قاره^۱ با دشتاب می گویند. از حاشیه دشتاب که اغلب در عمق حدود ۱۰۰ متر دیده می شود شیب زمین بیشتر شده و در فاصله کوتاهی با عمق زیاد می رسد، این بخش شیب دار را دامنه قاره^۲ یا شیب قاره نام داده اند. دامنه قاره و دشتاب با هم به شکل پادگانه ای در حاشیه تمام دریاها و اقیانوس ها مشاهده می شود. در پای دامنه قاره کف حوضه های اقیانوسی گسترش یافته است که به آن دشت های مفاکی^۳ نیز می گویند. بین کف حوضه ها و دامنه قاره ای بخش نسبتاً برجسته ای دیده می شود که به آن برآمدگی قاره^۴ گفته می شود. کف اقیانوس ها با رشته کوه های عظیمی موسوم به رشته کوه های پستی اقیانوسی^۵ و ارتفاعات کم اهمیت دیگر به حوضه های کوچک و بزرگ تقسیم شده و کوه های منفرد و برجستگیهای دیگر در بعضی نقاط یکنواختی کف حوضه ها را بهم می زنند. از عوارض مهم دیگر گودال های باریک هلالی شکلی است که همواره در کنار آنها یک رشته جزیره با همان روند قرار گرفته است.

دشتاب

دشتاب یا فلات قاره ناحیه کم عمق سواحل می باشد که با شیب کم (حدود ۲ در هزار) از خط ساحل بطرف دریا کشیده شده است. شیب زمین در حاشیه دشتاب تغییر یافته و به دامنه ای نسبتاً شیب دار تبدیل می شود. این تغییر شیب در عمق معینی صورت نمی گیرد ولی در بیشتر موارد در عمق حدود صد متر دیده می شود. پهنای دشتاب تابع شکل تاهمواری ساحلی است. در سواحل پست و جلگه ای، مانند سواحل اروپای غربی یا سواحل حوضه قطب شمال، پهنای دشتاب خیلی زیاد است، برعکس در سواحل مرتفع و کوهستانی، مانند سواحل غربی امریکای جنوبی، دشتاب باریکه ای بیش نیست و در حاشیه جزایر آتشفشانی جدید، دشتاب دیده نمی شود.

دشتاب از نظر ویژگی های زمین شناسی جزء خشکی هاست، در مورد چگونگی تشکیل آن عقاید متفاوتی ارائه شده است. بعضی ها آن را نتیجه فرسایش ساحلی می دانند، یعنی در اثر امواج در طول زمان، دریا بارها^۶ رفته رفته عقب نشسته و یک سطح سایش^۷ ایجاد شده که پایه ای برای دشتاب شده است. این نظر اگر چه معقول است ولی برای چنین مکانیزمی پیشروی

1 - Continental Shelf

2 - Continental Slope

3 - Abyssal plain

4 - Continental Raise

5 - Mid Oceanic Ridges

6 - Fallais

7 - Abrasion surfais

دریا به مدت طولانی ضرورت دارد. بنا به نظریه دیگر، همواری نسبی دشتاب نتیجه فرسایش بیرون از آب می باشد. یعنی عوامل فرسایش، زمین های مجاور دریا را پست و هموار کرده و این سطح بعدها در اثر پیشروی دریا بوسیله امواج هموارتر شده و به زیر آب فرو رفته است. بنا به این نظریه در اواخر میوسن و اوایل پلیوسن سطح اقیانوس ها حدود ۲۰۰ متر پائین تر از امروز بوده، آبهای روان و سایر عوامل حاشیه خشکیها را فرسوده و سپس ضمن بالا آمدن سطح دریاهای فرسایش ساحلی تسطیح آن را تکمیل کرده است. وجود دشتاب در پیرامون تمام دریاهای اقیانوس ها، همچنین مشاهده آثار فرسایش آبهای جاری و یخچالی روی دشتاب از جمله دلایل مثبت این نظریه می باشد. عده ای نیز با تکیه بر اینکه در بیشتر نقاط حاشیه دشتاب در عمق حدود ۱۰۰ متر شروع می شود و نوسان منفی و مثبت سطح اقیانوس ها در پلیوستوسن در حدود همین مقدار برآورده شده است، پیدایش دشتاب را به نوسان سطح دریاهای پلیوستوسن مربوط می دانند.

دامنه قاره یا شیب قاره

سطح شیب داری که دشتاب را به کف حوضه های اقیانوس وصل می کند دامنه قاره گفته می شود که آن را شیب قاره هم ترجمه کرده اند. نیمرخ این دامنه مقعر (کاو) است. بخش بالائی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد شیب دارد ولی در بخش پائینی شیب از ۵ درصد بیشتر نیست. بخش بالائی آن اغلب از سنگ بستر بوده ولی بخش پائینی حاصل تراکم موادی است که از روی دشتاب گذشته و به آنجا رسیده است.

دامنه قاره در همه جا بایک مکانیزم ایجاد نشده است. در بیشتر نقاط با حرکات زمین ساختی ارتباط دارد که یا بصورت یک پرتگاه گسلی و یا یک چین تک شیب است. در مواردی هم این دامنه، همچنین خود دشتاب نتیجه تراکم در دلتاهای عظیم است؛ دشتاب و دامنه قاره در مقابل دلتای نیل و گنگ نمونه های معروف این مورد می باشد.

حوارض مهم در روی دشتاب: کانیون های زیر دریا^۱

روی دشتاب به مانند دشت ها، حوارض مختلفی دیده می شود و مانند خشکی ها دره ها بهترین حوارض هستند. در روی دشتاب دره هایی دیده می شود که شبیه تنگه های عمیق کوهستانی است. این دره ها از نزدیکی ساحل شروع شده و تا اعماق ۲۰۰۰ متر و بیشتر از آن

کشیده شده‌اند. ویژگی‌های مرفولوژیکی دره‌ها اغلب شبیه کانیون هاست. باین سبب آنها را کانیون‌های زیر دریا نیز می‌گویند.^۱ طول بعضی از این کانیون‌ها از یکصد کیلومتر می‌گذرد که بخشی از دشتاب و دامنه قاره را نیز بریده‌اند. بعضی از این دره‌ها در مقابل دهانه رودخانه‌ها قرار گرفته و ادامه آنها را تشکیل می‌دهند. در مقابل دهانه رود کنگو و رود می‌سی‌سی‌پی وضع چنین است. در بعضی دیگر شروع دره در زیر آب با دهانه رودخانه تطبیق نمی‌کند. بیشتر دره‌های زیردریائی یک شیار ساده نیست، بلکه با شاخه‌های فرعی شبکه‌ای نظیر شبکه زهکشی روی خشکی‌ها را ایجاد کرده‌اند، حتی در بعضی از آنها انحنائاتی شبیه مئاندر^۲ نیز دیده می‌شود.

چگونگی دره‌های زیر دریا در پای دامنه قاره، یعنی ارتباط آنها با حوضه‌های اقیانوسی چندان معلوم نیست، زیرا انتهای آنها در زیر گل و لای مدفون شده است. کف دره‌ها از گل و لای و مواد دیگر پوشیده شده و در آنها سنگ بستر دیده نمی‌شود ولی در بیشتر آنها دیواره‌های سنگی است و نشان می‌دهد که این دره‌ها بوسیله آب در سنگ بستر بریده شده است. ویژگی دیگر وجود گودیاها و بریدگی‌های شیب در نیمرخ طولی اغلب کانیون‌های زیر دریا است.

در سواحل مناطقی که در پلیوستوس با یخچال‌های قاره‌ای پوشیده بوده است نیمرخ طولی و عرضی این دره‌ها خیلی شبیه دره‌های یخچالی است، علاوه بر این وجود مواد یخرفت‌ی (مورن) روی دشتاب این مناطق ارتباط آنها را با فرسایش یخچالی تأیید می‌کند. چون این نوع دره‌ها را امتداد فیوردها^۳ تشخیص داده‌اند آنها را فیوردهای زیر دریا نامیده‌اند.

دریاره تشکیل دره‌های زیردریا نیز نظرها متفاوت است و بدون شک شکل‌گیری این عوارض با مسأله تشکیل دشتاب در ارتباط است. نظریه‌ای که مطابق آن این گونه دره‌ها قبلاً بوسیله رودها در خشکی حفر شده و بعدها در نتیجه پیشروی دریا به زیر آب رفته است، صحیح‌تر به نظر می‌رسد. اما چنین توضیحی ضرورت یک تغییر سطح بیش از دو هزار متری در دریاها را ایجاب می‌کند، زیرا بعضی از این دره‌ها تا اعماق نزدیک به ۳۰۰۰ متر امتداد یافته‌اند.

۱ - کانیون به دره‌های تنگ و عمیق و دارای دامنه‌های پر شیب و نامنظم گفته می‌شود. این قبیل دره‌ها در نواحی خشک و در ساختمان‌های افقی بیشتر دیده می‌شود. در این نواحی ناچیز بودن باران مانع از رفت و روب دامنه‌ها بوده و اختلاف درجه سختی لایه‌های سنگی به پیدایش دامنه‌هایی باشیب نامنظم منجر می‌شود.

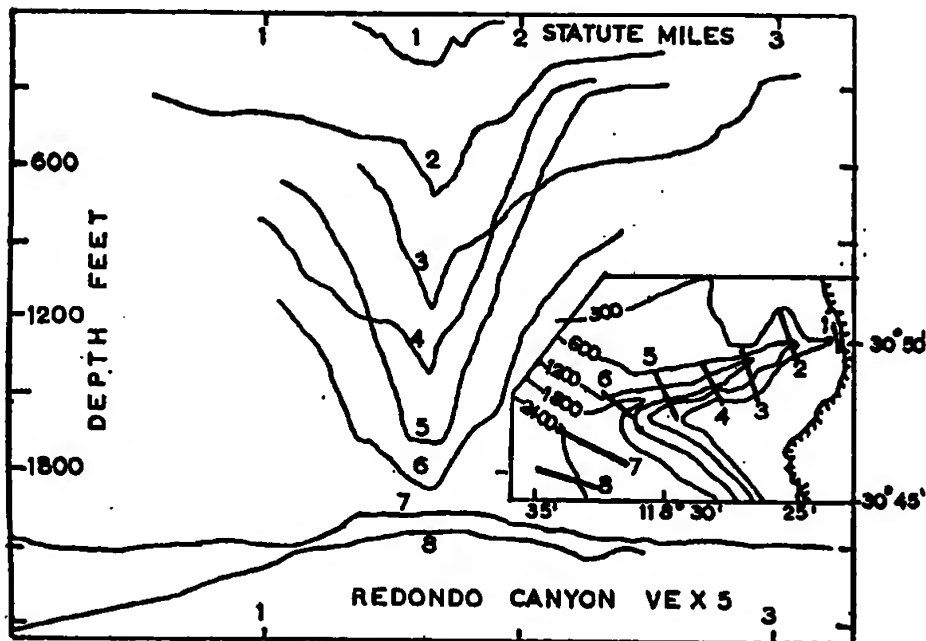
2 - Meandres

۳ - خلیج‌های دراز و باریک را در سواحل نروژ فیورد (Fiord) می‌گویند این خلیج‌ها بخشی از دره‌های یخچالی قدیمی است که پس از آب شدن یخ‌ها و پیشروی دریاها به خلیج تبدیل شده است.

برای تغییر سطحی در این ابعاد دلیل و نشانه‌ای وجود ندارد. این امر به نظر بورکار^۱ دانشمند فرانسوی مربوط به خمیدن کناره قاره‌ها پس از شکل‌گیری دشتاب و کانیون‌ها در حاشیه خشکی‌ها می‌باشد.

در نقشه‌های باتی‌متریک بزرگ مقیاس شکل کانیون‌های زیر دریا خیلی شبیه شبکه رودها می‌باشد (شکل ۲-۵). علاوه بر آن در بستر کانیون‌های زیر دریا قله‌سنگ‌های رودخانه‌ای دیده شده است. این شواهد حاکی از اینست که این دره‌ها امتداد دره رودهائی است که از خشکی به دریا جریان دارند، اگر بعضی از آنها درست در امتداد دهانه فعلی رودها نیستند با احتمال زیاد مربوط به تغییر مجرا در بخش دلتاها می‌باشد.

بعضی از دره‌های زیر دریائی ساده بوده و نتیجه تراکم آبرفت‌هائی است که توسط رودها وارد دریا می‌شود. چون سرعت آب در وسط رودها زیاد است مواد در کناره‌ها رسوب می‌کند و باین ترتیب شیاری شبیه دره تشکیل می‌شود. نمونه چنین شکل دره‌ایست که در مقابل دهانه رود کنگو تشکیل شده است.



شکل ۲-۵- نقشه کانیون رداندو^۲ و نیمرخهای عرضی آن «۲۸»

حوضه‌های اقیانوسی

حوضه‌های اقیانوسی پهنه‌های هموار وسیعی است که در پای دامنه قاره‌ها کشیده شده است. این حوضه‌ها توسط برآمدگی‌های مختلف از همدیگر جدا شده‌اند. کف حوضه‌ها محل تراکم گل و لای است به همین سبب آنها را دشت‌های مفاکی نیز می‌گویند. بیشتر این دشت‌ها در اعماق بین ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر قرار دارد، گاهی به سبب اختلاف سطح بین دو حوضه، گل و لای حوضه بالاتر به سوی حوضه پائین‌تر جریان می‌یابد بدون شک تکان‌های زمین عامل چنین پدیده‌ای می‌باشد.

در اقیانوس آرام و اقیانوس هند کف بعضی از حوضه‌ها با گدازه‌های آتشفشانی پوشیده شده است. این گدازه‌ها از دهانه مخروط‌های آتشفشانی و یا از شکاف‌های کف اقیانوس بیرون ریخته و در اطراف گسترده شده‌اند.

در سطح دشت‌های مفاکی نیز مانند دشت‌های روی خشکی‌ها عوارض مختلفی مانند تپه، فلات، پرتگاه و چاله مشاهده می‌شود.

قوس‌های جزیره و گودال‌های باریک^۱

در حاشیه قاره‌ها، گودال‌های باریک و عمیقی بشکل هلال وجود دارد که یک رشته جزیره با همان روند در کنار آن قرار گرفته است. این گودال‌ها عمیق‌ترین نقاط اقیانوس‌ها را تشکیل می‌دهند. عمق آنها عموماً بیش از ۶۰۰۰ متر است. عمیق‌ترین آنها در کنار جزایر ماریانا در مرقعیت ۱۱ درجه و ۲۰ دقیقه عرض شمالی و ۱۴۲ درجه طول شرقی در اقیانوس کبیر قرار دارد. عمق این گودال قبلاً بوسیله ژرفایاب ۱۰۸۰۰ متر تعیین شده بود، ولی هنگامی که سرنشینان باتی‌اسکاف تریست در سال ۱۹۶۰ به کف این گودال رسیدند، چاله باریک‌تری در وسط آن کشف کردند که شبیه آبشخوری به عرض ۸۰۰ متر و طول ۳۲ کیلومتر است و عمق آن از سطح دریا به ۱۱۵۰۰ متر می‌رسد. این چاله را چالنجردیپ^۲ نامیده‌اند.

جزایری که در کنار گودال‌های هلالی عمیق قرار دارد قله رشته کوه‌هایی است که در کنار این گودال‌ها و با همان روند کشیده شده است. این گودال‌ها و جزایر با هم یک سیستم یا مجموعه تشکیل می‌دهند. طرف کوژ (محدب) این سیستم در همه جا بسوی اقیانوس است، همچنین در همه آنها گودال‌ها در سمت اقیانوس و جزیره‌ها در سمت خشکی‌ها قرار گرفته و اغلب بین جزایر و خشکی یک دریای کم عمق وجود دارد.

پیدایش این سیستم بعلت فرو رفتن پوسته اقیانوس در زیر پوسته قاره‌ای است که از یک طرف گودالهای باریک و عمیق را بوجود می‌آورد و از طرف دیگر در نتیجه این پدیده فعالیت آتشفشانی در محل برخورد دو پوسته رشته کوه‌ها و جزائر را ایجاد می‌کند. در مورد شکل هلالی یا قوسی این سیستم توضیح قانع کننده‌ای تا حال ارائه نشده است.

رشته کوه‌های پشتی اقیانوسی

مهمترین عارضه در زیر آبهای اقیانوسی رشته کوه‌های عظیمی است که در طول حدود شصت هزار کیلومتر (یعنی یک برابر و نیم پیرامون کره زمین) کشیده شده است. این رشته کوه‌ها، علاوه بر عظمت، از نظر ویژگی‌های ساختمان و سنگ‌شناختی، با رشته کوه‌هایی که در روی خشکی‌ها می‌بینیم تفاوت دارد. این کوه‌ها در اقیانوس اطلس درست در وسط قرار دارد (شکل ۲-۶) چون اولین بار کف اقیانوس اطلس مورد شناسائی و بررسی قرار گرفته، لذا این رشته کوه‌ها را ارتفاعات وسط اقیانوس یا رشته‌های پشتی نامیده‌اند.

ارتفاع رشته‌های پشتی از کف حوضه‌های اقیانوسی بیش از ۳۰۰۰ متر است و پهنای آنها بین ۱۰۰۰ الی ۱۲۰۰ کیلومتر تغییر می‌کند. نیمرخ عرضی این رشته کوه‌ها همه جا خیلی شبیه هم هستند. در رشته‌های پشتی اطلس و هند یک فرو رفتگی در محور رشته دیده می‌شود که برآمدگی‌های طرفین آن بصورت ستیخ‌هایی بطور متقارن قرار گرفته‌اند. این برآمدگی‌ها بسوی طرفین رفته رفته ارتفاع خود را از دست داده و بالاخره با دشت‌ها مفاکی که در پای آنها کشیده شده هم‌سطح می‌شوند.

از نظر ساختمان، فرو رفتگی مرکزی یک درهٔ ریفت^۱ است که با گسل‌های مستقیم (نرمال) محدود شده است. در امتداد این دره‌ها دهانه‌ها و شکاف‌های آتشفشانی ردیف شده است. در روی دره ریفت جریان حرارتی زیاد است، زیرا در این قسمت بطور مداوم ماگمای مذاب بیرون می‌ریزد و رگه‌های سنگ در حال تشکیل است. بعضی از شکاف‌ها به مرور زمان بسته می‌شود ولی بعضی دیگر از ده میلیون سال پیش در حال فعالیت بوده است.

رشته کوه‌های پشتی در اقیانوس آرام دارای ریفت نیست و علاوه بر آن در وسط اقیانوس قرار نگرفته، بلکه در شرق و جنوب آن کشیده شده است با وجود این از نظر سایر ویژگی‌ها (جنس سنگ‌ها، جریان حرارتی، فعالیت آتشفشانی و زمین لرزه) نظیر رشته‌های پشتی بوده و در امتداد آنهاست.

۱ - Rift valley - دره‌ای است که در نتیجه فرو نشستن قسمتی از زمین مابین دو گسل کم و بیش موازی و یا در طول یک گسل تشکیل می‌شود. این قبیل دره‌ها را گرابن (Graben) نیز می‌گویند که یک اصطلاح آلمانی است.

رشته کوه‌های پشته تماماً از سنگهای بازالتی الیوین‌دار تشکیل شده است. جزایر آتشفشانی وابسته به این رشته کوه‌ها نیز از همین سنگهاست. در بخش محوری یعنی ریفت و ارتفاعات نزدیک آن مواد رسوبی دیده نمی‌شود، رسوبات از فاصله معینی از محور رشته شروع و به تدریج ضخیم‌تر می‌شوند تا به دشت‌های مغاکی طرفین رشته‌ها به پیوندند.

رشته کوه‌های پشته اقیانوس در عین پیوسته بودن از قطعات زیاد تشکیل شده است. این رشته طولانی با گسل‌های زیادی بطور عرضی بریده شده است (شکل ۲-۶) گسل‌ها از نوع گسل با جابجائی افقی است و قطعات بزرگ کوه بین این گسل‌ها در طول صدها کیلومتر جابه‌جا می‌شوند. به این گسلها، گسل‌های تبدیلی^۱ می‌گویند.

تشکیل این رشته کوه‌ها نتیجه فعالیت آتشفشانی است ولی نحوه آن به درستی معلوم نیست نظر آ. هلمز^۲ که آن را به سبب جریان همرفتی (کنوکسیون) می‌داند، تاکنون مورد قبول دانشمندان است. بنا به این نظر، ماگمای مذاب از داخل گوشته زمین در طول ریفت رشته کوه‌های پشته بالا می‌آید که باعث تشکیل این رشته کوه‌ها است، قسمت سرد این سیستم (جریان همرفتی) در محل گودال‌های باریک در حاشیه قاره‌هاست که در آنجا پوسته اقیانوسی به‌زیر پوسته قاره‌ای خمیده و در گوشته فرو می‌رود.

کوههای دریائی^۳ و گویوت‌ها^۴

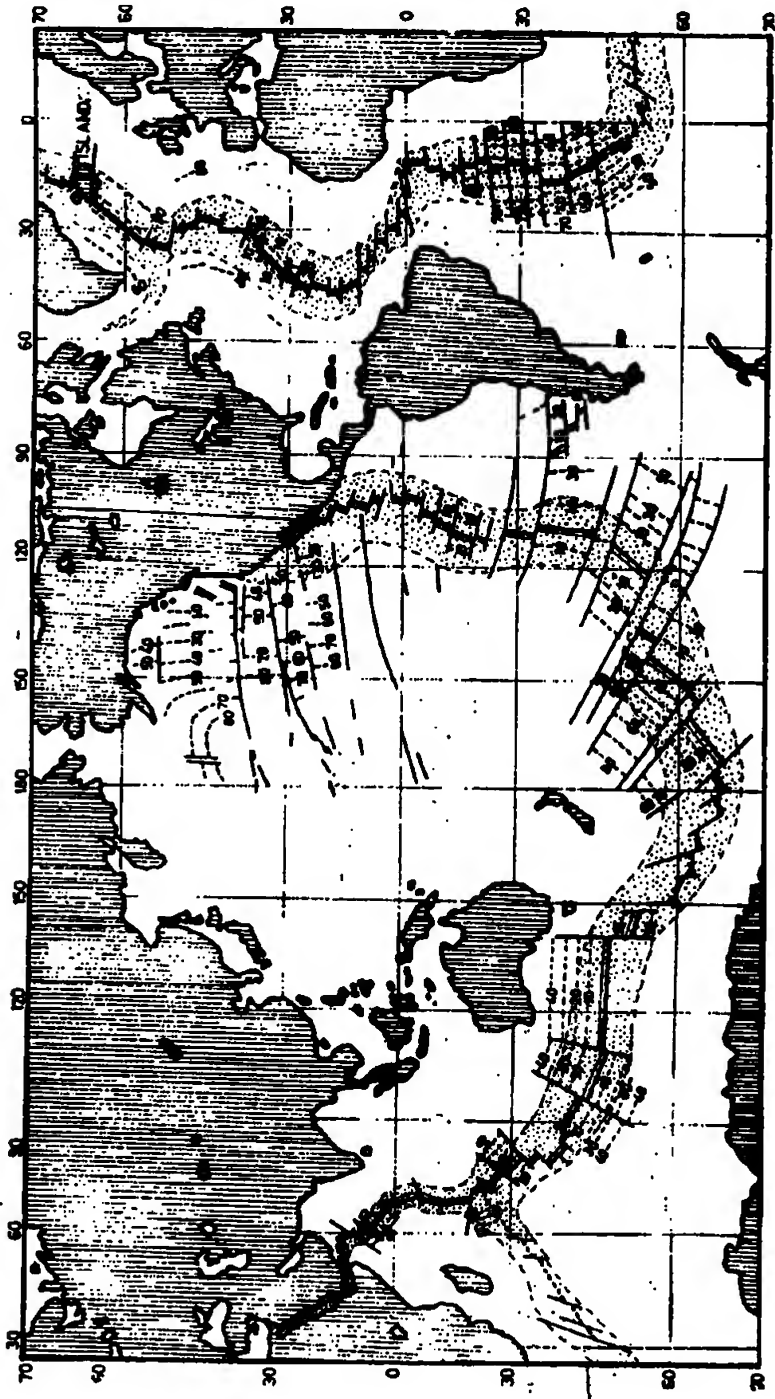
فعالیت آتشفشانی که در مجاورت محور رشته کوه‌های پشته و سایر نقاط اقیانوسها در جریان است برآمدگی‌هایی به شکل و ابعاد مختلف می‌سازد که به آنها کوه‌های دریائی می‌گویند در کف اقیانوس‌ها هزاران مخروط آتشفشانی سر برافراشته که ارتفاع بعضی از آنها به چندین هزار متر (از کف اقیانوس‌ها) می‌رسد. این کوه‌ها کمتر در معرض فرآیندهای فرسایش هستند به این سبب اغلب شکل ساختمانی خود را حفظ می‌کنند. قله بعضی از این کوه‌ها که از سطح آب بالاتر می‌آید جزیره‌ها را تشکیل می‌دهند. جزایر در اقیانوس‌ها آثار یک فعالیت طولانی آتشفشانی است. به نظر آتشفشان شناس‌ها، برای رشد یک مخروط یا گنبد آتشفشانی، بحدی که بتواند از کف اقیانوس به سطح آب رسیده و بصورت جزیره‌ای در بیاید، حداقل ده میلیون سال وقت لازم است. برای هر آتشفشان در زیر دریا که در هر میلیون سال کمتر از یکصد کیلومتر مکعب گدازه بیرون بریزد، امکان رشد تا بالاتر از سطح دریا و تشکیل جزیره وجود ندارد، زیرا نشت کف دریا

1 - Transform faults

2 - A. Holmes

3 - Sea Mounts

4 - Guyots



شکل ۶-۲- پراکندگی رشته‌های پشته‌ای و گسل‌های تبدیلی. ارقام سن سنگها را در دو طرف ریفت بر حسب میلیون سال نشان می‌دهد.

سریع تر از آن صورت می گیرد. علاوه بر آن کف اقیانوس یعنی پوسته اقیانوسی در حال تجدید است. و روی آن قسمت که بیشتر از ۲۰-۳۰ میلیون سال سن دارد فعالیت آتشفشانی متوقف می شود. بنابراین جزایر محل فعالیت شدید آتشفشانی را در اقیانوس ها مشخص می کنند.

گویوت ها کوه های دریائی بشکل مخروط ناقص می باشند. اینها مخروط های آتشفشانی قدیمی هستند که زمانی تا نزدیکی سطح دریا رشد کرده و قسمت فوقانی آنها بوسیله امواج جریان های دریائی سائیده شده است. بعدها در نتیجه نشست کف اقیانوس در آب غوطه ور شده اند، بیشتر آنها در اقیانوس آرام دیده می شوند که راس صاف شده آنها بین ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر از سطح اقیانوس پائین تر است. این کوه ها که بنام کاشف آنها گویوت نامیده شده در نقاطی دیده می شوند که سن پوسته اقیانوسی از ۳۰ میلیون سال بیشتر است.

پراکندگی اشکال بزرگ ناهمواری در اقیانوسها و دریاها

۱ - اقیانوس آرام

در کرانه های اقیانوس آرام دشتاب توسعه زیادی ندارد، بخصوص در سواحل قاره آمریکای شمالی و جنوبی که فوق العاده باریک است. در سواحل پرو و شیلی دامنه کوه های آند با همان شیب زیاد تا اعماق ۶۰۰۰ متری ادامه می یابد.

کف اقیانوس کبیر شامل نصف تمام پوسته اقیانوسی دنیا می باشد. اشکال تکتونیکی کف این اقیانوس به طور قابل توجهی از اقیانوسهای دیگر متفاوت است. دشتهای مغاکی اقیانوس آرام خیلی وسیع است و اشکال کم و بیش تخت در اعماق ۴۰۰۰ و ۵۵۰۰ متر و حتی ۶۰۰۰ متر کشیده شده است. در کف دیگر اقیانوسها چنین مناطق هموار و وسیع وجود ندارد. پوسته اقیانوسی در این پهنه های وسیع بین ۵ تا ۸ کیلومتر ضخامت دارد.

اقیانوس آرام شامل تعدادی دشت های مغاکی بزرگ و حوضه های کوچک می باشد که اغلب ارتفاعات کمائی شکل آنها را از هم جدا می کند. یک رشته ارتفاعات زیر دریائی طویل که از چندین قسمت کمائی شکل تشکیل شده، از شمال غرب شروع و با برآمدگی وسیع و پله مانند^۱ جزایر هاوایی^۲ به جنوب شرق امتداد می یابد. در شمال شرق این ارتفاعات بزرگترین دشت مغاکی دنیا یعنی «دشت اقیانوس آرام شرقی»^۳ کشیده شده است. این دشت در شمال با جزایر آلوسین^۴ در شرق با سواحل آمریکای شمالی و در جنوب با رشته پستی اقیانوس کبیر

1 - en echelon'

2 - Hawaii

3 - East Pacific Plain

4 - Aleutian

محدود شده است. کف این دشت بزرگترین پهنه هموار در سطح زمین است که فقط توسط یک سری گسل موازی که هر کدام ۴۰۰۰ تا ۴۵۰۰ کیلومتر طول دارد بریده شده است که نشانه‌ای از وجود پرتگاهها، ردیف برآمدگیها و چاله‌های تکتونیکی باریک در کف اقیانوس می‌باشد. در مجموع اثر نه گسل در این دشت شناخته شده است که هریک نام مخصوصی دارد.

در مغرب سیستم برآمدگی که در سراسر حاشیه غربی دشت زیردریائی اقیانوس آرام شرقی کشیده شده، سه دشت کوچکتر به نام دشت‌های غربی، مرکزی و جنوبی اقیانوس آرام قرار گرفته است. علاوه بر آنها چند حوضه کوچکتر از قبیل حوضه ملانزی^۱، کارولین^۲، ماریانای شرقی^۳ و ... وجود دارد که تماماً به وسیله رشته جزایر و برآمدگیهای زیردریایی از همدیگر جدا شده و در مجموع کف اقیانوس آرام جنوب و جنوب غربی را تشکیل می‌دهد.

رشته پشته اقیانوس آرام در حاشیه خارجی اقیانوس آرام شرقی و جنوب شرقی قوسی رسم می‌کند این رشته دشتهای مفاکی و جنوبی اقیانوس آرام را از چند حوضه مجاور امریکای مرکزی و جنوبی و خشکی قطب جنوب جدا می‌سازد. نام این حوضه‌ها از شمال به جنوب حوضه‌های گواتمالا^۴، پرو، شیلی و بلینگزهاوزن^۵ می‌باشد که ارتفاعاتی آنها را از همدیگر جدا ساخته است.

در کف اقیانوس آرام علاوه بر عوارض فوق، تعداد زیادی برآمدگی کمانی شکل با قله برآمده مخروطهای آتشفشانی وجود دارد که بعضی از آنها رشته و یا گروه جزایر را تشکیل می‌دهد. این قوس‌ها چند صد کیلومتر طول و یک یا دو کیلومتر ارتفاع داشته و بعضی از آنها با گسل‌هایی بریده شده است.

بزرگترین قوس‌ها که چند جزیره آتشفشانی بلندترین قله آن را نشان می‌دهد برآمدگی آتول کارینگامارانگی^۶ (در شمال شرق گینه جدید)، جزایر مارشال، ژیلبرت، پولینزی^۷ و بالاخره قوس هاوایی می‌باشد. طول قوس هاوایی ۳۰۰۰ کیلومتر است و دارای مخروطهای آتشفشانی با قله پهن شده می‌باشد. توده‌های بزرگ آتشفشانی مثل کیلوا^۸ در این ناحیه از سطح آب بیرون آمده است. چون پایه آنها در اعماق زیاد قرار دارد به نظر می‌رسد که دارای بیشترین

1 - Melanesia

2 - Caroline

3 - East Mariana

4 - Guatemala

5 - Bellingshausen

6 - Karingamarangi Atol

7 - Polynesia

8 - Kilauea

فعالیت آتشفشانی در دنیا باشد. یک فرورفتگی، خط الرأس قوس هاوایی را درهم ریخته است و محل یک رشته آتشفشانی است.

در کف اقیانوس آرام جنوب غربی تعدادی کوه و تپه زیردریایی در سطح دشتهای مغاکی پراکنده است شکل آنها مخروط منظم به ارتفاع چند صد متر تا چند هزار متر (از کف اقیانوس) می باشد. این کوه ها همان مخروط های آتشفشانی است. بعضی ها که از سطح آب بالاتر آمده ارتفاعشان به ۱۰ یا ۱۱ کیلومتر می رسد و قطرشان در قاعده بین ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر متفاوت است. تعدادی از کوه های زیردریایی به صورت ردیف و یا خوشه قرار گرفته و یا رشته های کوتاهی تشکیل داده است، در حالی که سایرین بدون نظم و ترتیب در کف اقیانوس پراکنده است. تعدادی از این کوه ها قله بریده و مسطح دارد که همان گویوت ها هستند. نکته جالب اینکه تشکیل بعضی از گویوت ها در حوضه مرکزی قبل از دوره کرتاسه صورت گرفته زیرا سطح آنها با صخره های مرجانی دوره کرتاسه پوشیده شده بنابراین حوضه مرکزی اقیانوس آرام خیلی قدیمی است. حواشی اقیانوس آرام شامل تعداد قابل ملاحظه ای از قوس های جزیره ایست که در سراسر سواحل آسیا و استرالیا گسترش زیاد دارد و در سواحل امریکا نیز دیده می شود. گودالهای عمیق اقیانوسی که دقیقاً وابسته به قوس های جزیره ای است از بزرگترین اشکال کف اقیانوس آرام می باشد. عمیق ترین گودالهای شناخته شده گودال ماریانا (۱۱۵۰۰ متر)، تونگا^۱ (۱۰۸۸۲ متر)، کوریل^۲ (۱۰۵۴۲ متر) فیلیپین (۱۰۴۹۷ متر) می باشد.

در طول گودالهای اقیانوسی گسل های عمیق پوسته زمین را با یک زاویه معین بریده است. در امتداد این گسل ها منطقه ای قرار گرفته که کانونهای زمین لرزه متوسط (۶۰-۳۰۰ کیلومتر) و عمیق (عمیق تر از ۳۰۰ کیلومتر) ردیف شده است. بنابراین گودالهای اقیانوسی تظاهر سطحی شکست های بسیار بزرگ پوسته زمین است که به داخل گشته امتداد یافته و هنوز هم فعال می باشد و به آن سبب زمین لرزه های مهیب زیردریایی همراه با درهم ریختن کف دریا و تسونامی^۳ در نزدیکی گودالهای عمیق دیده می شود. شکل ۸ - عوارض مهم کف اقیانوس کبیر را نشان می دهد.

دریاهای کناری اقیانوس آرام

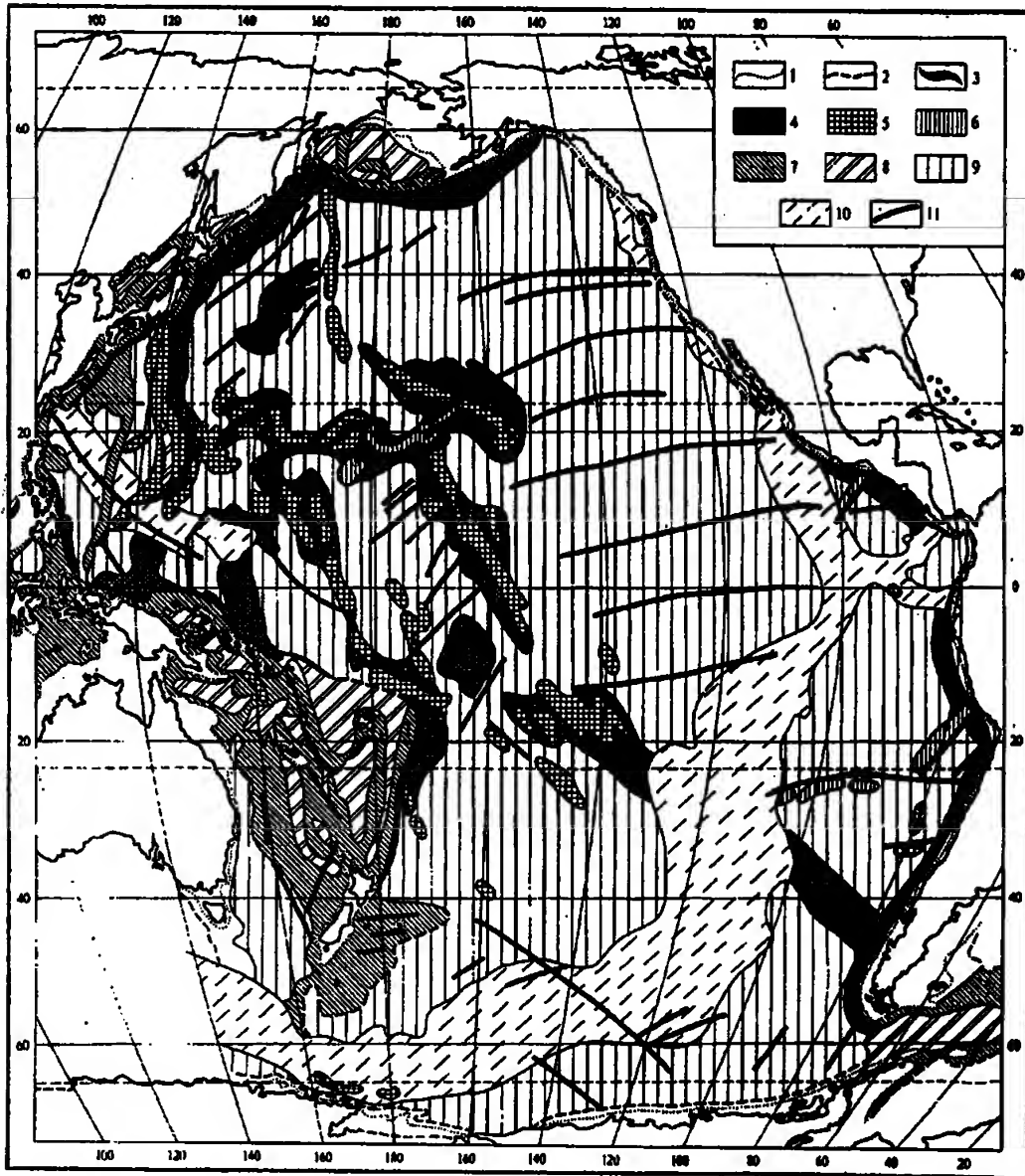
در شمال اقیانوس آرام دریای برینگ^۴ بین الاسکا و سیبری قرار دارد. این دریا به وسیله

1 - Tonga

2 - Kuril

3 - Tsunami

4 - Bering



شکل ۷-۲- عوارض مهم در کف اقیانوس آرام «۳۱»

- | | |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| علائم : ۱- حاشیه خارجی دشتاب | ۲- حاشیه خارجی مناطق انتقال |
| ۳- گودالهای عمیق در حاشیه اقیانوس | ۴- برآمدگیها و قوسها |
| ۵- آتشفشانها | نوده کوههای زیر دریا |
| ۷- رشته کوههای چین خورده | ۸- حوضه های منطقه انتقال |
| ۹- حوضه های اقیانوسی | ۱۰- رشته های پستی وسط اقیانوس |
| ۱۱- گسل یا مناطق گسلی | |

برآمدگی جزایر آلتوسین از اقیانوس کبیر جدا شده است. قریب نصف این دریا را دشتاب تشکیل می‌دهد. در جنوب غربی عمق بیشتر شده و حوضه کوچکی تشکیل می‌دهد. تنگه برینگ در شمال از طرفی قاره آسیا را از قاره آمریکا جدا کرده، از طرف دیگر ارتباط بین حوضه قطب شمال و دریای برینگ را تأمین می‌کند. پهنای تنگه برینگ ۹۲ کیلومتر است ولی عمق آن از شصت متر بیشتر نیست.

قاره آسیا در هیچ نقطه بطور مستقیم با اقیانوس آرام در ارتباط نیست، بلکه بین آنها چندین دریا قرار دارد جزایر و رشته کوه‌های زیرآبی این دریاها را از حوضه‌های اقیانوسی جدا کرده است. نام این دریاها از شمال به جنوب به ترتیب دریای برینگ، اختسک، دریای ژاپن، دریای زرد، دریای چین شرقی و دریای چین جنوبی می‌باشد.

دریای چین شرقی و دریای زرد هر دو کم عمق است و تنها در کنار جزایر ریوکیو، که بین کیوشیو و تایوان قوس بزرگی تشکیل داده اعماق بیش از دویست متر دیده می‌شود.

وسعت دشتاب در دریای اختسک قابل توجه است ولی در دریای ژاپن نوار باریکی بیش نیست. حوضه دریای ژاپن بیش از سه هزار متر عمق دارد در اطراف آن دامنه قاره‌ای از نزدیک ساحل شروع و با شیب زیاد به کف حوضه می‌رسد.

ناحیه دشتاب در دریای چین جنوبی نیز وسعت زیادی دارد بین شبه جزیره هندوچین و جزیره برنتو^۱ عمق دریا کمتر از ۲۰۰ متر است. در این دریا در سواحل چین پهنای دشتاب به ۲۰۰ کیلومتر می‌رسد. بین سواحل ویتنام و جزایر فیلیپین حوضه اصلی به عمق بیش از چهار هزار متر قرار گرفته و با تنگه‌ای باریک به عمق بیش از دو هزار متر که از جنوب تایوان می‌گذرد با حوضه اقیانوس در ارتباط است.

جزایر پالاوان^۲ در جنوب شرقی، دریای چین جنوبی را از دریای سولو^۳ جدا کرده است دریای سولو حوضه کوچک و عمیقی است که بین جزایر فیلیپین، پالاوان و برنتو قرار دارد. در جنوب شرقی چند جزیره آنرا از دریای سلب^۴ جدا کرده است.

دریای جاوه بین برنتو و جاوه در حقیقت دنباله دشتاب دریای چین جنوبی است تنها در حاشیه شرقی اعماق بیش از دویست متر دیده می‌شود.

دریاها و کناری شرق آسیا به وسیله تنگه‌هایی بهم دیگر راه دارد. تنگه فرمز دریای چین جنوبی را به دریای چین شرقی مربوط می‌کند. دریای زرد در واقع قسمتی از دریای چین شرقی

1 - Borneo

2 - Palawan

3 - Sulu

4 - Seleb

است. تنگه تسوشیما^۱ یا تنگه کره این دو دریا را به دریای ژاپن متصل کرده است. دریای ژاپن به وسیله دو تنگه به نامهای تاتارسک^۲ و سویا^۳ به دریای اختسک پیوسته است. عمق هیچ کدام از این تنگه ها بیش از دویست متر نیست.

ارتباط بین این دریاها و اقیانوس از فاصله میان جزایر می باشد. در این گذرگاهها نیز عمق خیلی کم است. تنها گذرگاه عمیق، تنگه ایست که در جنوب تایوان بین اقیانوس و دریای چین جنوبی وجود دارد.

در جنوب شرق آسیا در میان جزایر اندونزی چندین دریای کوچک ولی عمیق قرار گرفته است ویژگیهای عمومی این دریاها، عمق زیاد و ناچیز بودن وسعت دشتاب است.

دریای سلب در شمال جزیره ای به همین نام، و دریاها ی ملوک^۴، بانداه^۵ و فلور^۶ مابین گینه جدید و جزایر سلب از آن جمله می باشد. دریای ساو^۷ حوضه کوچکی است که در جنوب جزایر فلور و غرب جزیره تیمور قرار دارد.

در شمال استرالیا دریای آرافورا^۸ و تیمور هر دو روی دشتاب قرار گرفته است. دریای تیمور را می توان جزء دریاها ی اقیانوس هند به شمار آورد.

در شرق گینه جدید دریای سولومون (سلیمان) حوضه اقیانوسی عمیقی (حدود شش هزار متر) است که به وسیله برآمدگیهای از حوضه های دیگر جدا می شود حدود این دریا با تعداد زیادی جزیره مشخص شده است.

دریای کورال (مرجان) در شمال شرقی استرالیا (جنوب دریای سولومون) و دریای تاسمانی^۹ بین استرالیا و نیوزلند جزء حوضه های اقیانوسی است. در هر دو دریا اعماق حدود چهار هزار متر وسعت زیاد دارد. در دریای کورال عرض دشتاب در سواحل استرالیا قابل توجه و در بعضی نقاط به دویست کیلومتر می رسد. ولی در دریای تاسمانی سواحل استرالیا تقریباً فاقد دشتاب است. در سواحل نیوزلند نیز وسعت دشتاب قابل توجه نمی باشد. ادامه برآمدگی نیوزلند در زیر آب به طرف شمال تا جزایر چسترفیلد^{۱۰} و از آنجا به سمت مغرب، حوضه دریای

1 - Tsushima

2 - Tatarsk

3 - Soya

4 - Molucca

5 - Banda

6 - Flore

7 - Sovu

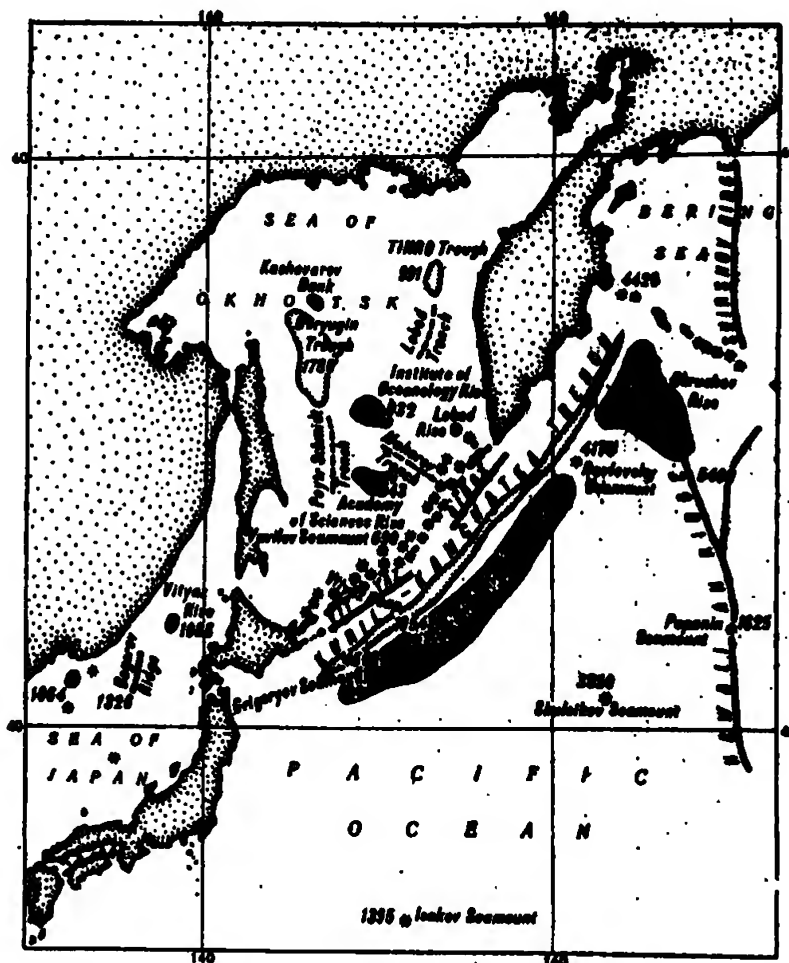
8 - Arafura

9 - Tasmania

10 - Chesterfield

تاسمانی را از سایر حوضه‌ها جدا کرده است.

کف دریاهای کناری اقیانوس آرام خیلی ناهموار است. حرکات تکتونیکی سبب برآمدگی و فرو رفتگیهای بزرگ و کوچک به‌صور مختلف شده است. آتشفشانی در زیردریا با ایجاد مخروطهای متعدد و سایر اشکال به‌اغتشاش توپوگرافی می‌افزاید. در نواحی کم عمق دریاهای گرم اشکال حاصل از سنگهای مرجانی نیز به‌عوارض فوق اضافه می‌شود. هر قسمت از بستر دریا که مورد بررسی دقیقتر قرار می‌گیرد خیلی ناهموارتر از آن است که قبلاً تصور می‌شد (شکل ۸-۲).



شکل ۸-۲- عوارضی که در کف دریای اختسک و اطراف آن به‌وسیله هیأت

تحقیقاتی کشتی ویتاز (شوروی) کشف شده است «۲۳»

۲- اقیانوس هند

در اقیانوس هند ناحیه دشتاب در مجموع چندان وسیع نیست. مناطقی که پهنای اعماق کمتر از ۲۰۰ متر در آن قابل توجه است سواحل غربی شبه جزیره هند، شمال غرب استرالیا و حوالی دلتای گنگ در خلیج بنگال می باشد. در این اقیانوس نیز دره های زیرآبی از واحدهای اصلی ناهمواری در روی دشتاب است.

کف اقیانوس هند نیز مثل اقیانوس کبیر به چندین حوضه مختلف تقسیم شده است. طول بیشتر حوضه ها بین ۱۰۰۰ الی ۱۵۰۰ کیلومتر بوده ولی پهنای کمتری دارند. رشته ها و برآمدگی هایی این حوضه ها را از هم جدا می کند.

سه رشته کوه پشتی کف اقیانوس هند را به سه حوضه بزرگ تقسیم کرده است که هر یک از آنها با ارتفاعات دیگر به حوضه های کوچک تر تقسیم می شود.

رشته های پشتی اقیانوس هند از نقطه ای در مشرق جزیره ماداگاسکار نزدیک جزایر موریتیوس^۱ در سه جهت مختلف کشیده می شود. یکی از بازوها بنام «رشته غرب هند»^۲ به سمت جنوب غربی می رود. دنباله این رشته جنوب آفریقا را دور زده به اقیانوس اطلس کشیده می شود. بازوی دیگر، دنباله «برآمدگی استرالیا - جنوبگان»^۳ است که از جنوب شرق می آید و به «رشته مرکزی هند»^۴ موسوم است. بازوی سوم از محل تلاقی دو رشته قبلی شروع و در جهت شمال تا مقابل جزایر مالدیو^۵ پیش می رود از این نقطه به شمال غرب برگشته تا خلیج عدن کشیده شده است.

بازوی شمالی رشته های پشتی اقیانوس هند «رشته هند - عربستان»^۶ نامیده شده و به قسمتی که بین جزایر مالدیو و خلیج عدن قرار دارد «رشته کارلسبرگ»^۷ نیز می گویند. در سراسر رشته های پشتی اقیانوس هند یک دره ریف عمیق وجود دارد که مراکز زمین لرزه در امتداد آن ردیف شده است. امتداد ریف بازوی شمالی (رشته هند - عربستان) در سراسر خلیج عدن و دریای سرخ پیش رفته است.

1 - Mauritius

2 - West Indian Ridge

3 - Australian - Antarctic Rise

4 - Central Indian Ridge

5 - Maldives

6 - Arabian - Indian Ridge

7 - Carlsberg

ارتفاعات زیر دریائی مهم دیگر در اقیانوس هند، رشته‌های «ناینتی ایست»^۱ ماداگاسکار، ماسکارن، کرگوئلن^۲ و رشته‌های استرالیای غربی^۳ است.

رشته ناینتی ایست، در امتداد نصف‌النهار ۹۰ درجه شرقی کشیده شده و بهمین جهت به این اسم نامیده شده است.

رشته‌های ناینتی ایست، ماداگاسکار همچنین رشته استرالیا - جنوبگان از نظر ساختمان نظیر سیستم‌های قوسی اقیانوس کبیر (مثل هاوانی) است، بقیه ارتفاعاتی است که در نتیجه گسل و بالا آمدن قسمت‌هایی از زمین ایجاد شده است.

در کف اقیانوس هند مجموعاً ۱۲ دشت مفاکی وجود دارد که ارتفاعات اشاره شده و چند برآمدگی دیگر آنها را از هم جدا می‌کند. سطح هموار این دشتها در اعماق بین ۴۵۰۰ الی ۶۰۰۰ متر قرار دارد. شکل دشتها بیشتر بیضی نامنظم بوده بعضی دیگر زاویه دار (حوضه سومالی) و یا کشیده (حوضه مرکزی) است (شکل ۲-۹).

در اقیانوس هند تنها یک گودال اقیانوسی با عمق بیش از ۷۴۰۰ متر وجود دارد. این گودال عمیق که در شمال شرقی اقیانوس به موازات جزایر جاوه و سوماترا کشیده شده از لحاظ شکل و سایر مشخصات شبیه گودال‌های اقیانوس آرام است و احتمالاً از نظر منشأ نیز مانند آنها می‌باشد.

علاوه بر عوارض فوق تعداد زیادی کوه دریایی و جزایر آتشفشانی در اقیانوس هند پراکنده است که محل آنها در (شکل ۲-۹) دیده می‌شود.

دریاهای وابسته به اقیانوس هند

دریای سرخ در شمال غربی اقیانوس هند بین آفریقا و عربستان یک دریای داخلی است که از جنوب به وسیله تنگه مندب (باب‌المندب) به اقیانوس هند پیوسته است. در قسمت مرکزی عمق دریا حدود یک هزار متر و در وسط فرو رفتگی باریکی به عمق حدود دو هزار متر وجود دارد. این فرو رفتگی دنباله ریفت رشته پشته هند - عربستان می‌باشد. دشتاب در قسمت شمالی دریا باریک است ولی در جنوب (جنوب مدار ۲۰ درجه شمالی) پهن تر می‌باشد. این دریا در شمال به وسیله کانال سوئز به دریای مدیترانه وصل شده است.

1 - Ninety East Ridge

2 - Kerguelen

3 - West Australian Ridge



شکل ۹-۲- عوارض مهم زمین در کف اقیانوس هند «۳۱»

- | | | |
|-------|---------------------------------------|-------------------------------|
| علائم | ۱- دره زینت رشته‌های پستی وسط اقیانوس | ۲- رشته یا ستیغ‌های جدا مانده |
| | ۳- منحنی‌های هم ژرفا | ۴- دشتاب (فلات قاره) |
| | ۵- کف اقیانوس با پوسته قاره‌ای | ۶- گودال عمیق |
| | ۷- کوه‌های دریائی | ۸- جزایر آتشفشانی |
| | ۹- گسل بزرگ | |

خلیج فارس بین ایران و شبه جزیره عربستان قسمتی از خشکی می باشد که به زیر آب رفته است. عمیق ترین نقطه آن بیش از ۱۸۰ متر نیست اعماق کمتر از صد متر قسمت اعظم دریا را تشکیل می دهد. در تنگه هرمز جایی که خلیج به دریای عمان و به وسیله آن به اقیانوس وصل می شود عمیق ترین نقطه حدود ۷۰ متر است.

در شمال شرقی اقیانوس هند دریای آندامان^۱ به وسیله یک برآمدگی که جزایر نیکوبار^۲ و آندامان روی آن قرار دارند از اقیانوس جدا می شود. در مشرق دریا ناحیه دشتاب عریض و ناهموار است. عمیق ترین قسمت حوضه ۴۱۷۰ متر می باشد. دریای آندامان از طریق تنگه مالاکا^۳ به دریای جاوه راه دارد.

۳- اقیانوس اطلس

در حاشیه اقیانوس اطلس دشتاب مثل سایر اقیانوس ها به شکل نواری ممتد کشیده شده است. پهنای آن به سبب یکسان نبودن تیپ سواحل متغیر است. در حاشیه غربی اقیانوس در سواحل نیوفاندلند^۴ و نوا اسکوتیا^۵ (در امریکای شمالی) و سواحل برزیل و آرژانتین (در امریکای جنوبی) پهنای دشتاب قابل توجه می باشد. بین مصب ریودلاپلاتا^۶ و سرزمین آتش^۷ پهنای دشتاب بین ۳۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتر است. عریض ترین قسمت در مقابل جزایر فالکلند^۸ قرار دارد که به ۸۰۰ کیلومتر می رسد.

در سواحل نیوفاندلند برآمدگی هایی به نام بانک^۹ وجود دارد که در اعماق ۳۰-۴۰ متری دیده می شوند. بزرگترین آنها به گراند بانک^{۱۰} موسوم است. در این حدود امتداد دره سن لوران دشتاب را به عمق بیش از ۵۰۰ متر بریده است.

در کرانه های شرقی اقیانوس اطلس تنها جایی که پهنای دشتاب از یکصد کیلومتر تجاوز می کند سواحل فرانسه، انگلستان و ایرلند می باشد. از خلیج بیسکای^{۱۱} به سمت جنوب تا دماغه

1 - Andaman

2 - Nicobar

3 - Malacca

4 - New foundland

5 - Nova Scotia

6 - Rio delaplata

7 - Tierra del fuego

8 - Falkland

9 - Bank

10 - Grand Bank

11 - Biscay

امیدنیک دشتاب نوار باریکی بیش نیست. کم عرض ترین قسمت شمال خلیج گینه و سواحل جنوب غربی آفریقا می باشد.

ناحیه دشتاب در سواحل اروپا و امریکای شمالی بیشتر بررسی شده است وجود یخرفت و آثار فرسایش یخچالی، دره‌هایی که به وسیله رودها حفر شده و رسوبات و دلتاهای قدیمی همگی نشان می دهند که دشتاب در این مناطق زمانی بیرون از آب تحت تأثیر عوامل فرسایش مختلف بوده است.

در تمام سواحل اقیانوس اطلس دره‌ها و کانیون‌های زیرآبی به تعداد زیاد مشاهده شده که دشتاب و دامنه قاره‌ای را بریده است ژرفایابی‌های دقیق‌تر وجود تعداد بیشتری از این دره‌ها را نشان می دهد.

در سواحل امریکای شمالی کانیون سن لوران و کانیون تنگه هودسن از همه بزرگتر است. در فاصله بین نوا اسکوتیا و دماغه هاتراس^۱ دوازده کانیون زیرآبی وجود دارد. در سواحل امریکای جنوبی نیز چندین کانیون که دشتاب آرژانتین را بریده مشاهده شده است.

دامنه قاره‌ای در اطراف اقیانوس اطلس از اعماق ۱۰۰ الی ۲۰۰ متری شروع می شود. این دامنه اکثراً از سنگهای سخت تشکیل شده که بطرف اعماق اقیانوس خمیده و یا به وسیله گسلها بریده شده است.

عارضه اصلی در کف اقیانوس «رشته پشته وسط اطلس»^۲ است که تمام اقیانوس را به دو حوضه بزرگ شرقی و غربی تقسیم می کند. این رشته یک سیستم کوهستانی مهم با طول بیش از ۱۵ هزار کیلومتر می باشد که در سراسر طول اقیانوس و تقریباً در وسط آن از شمال به جنوب کشیده شده است. امتداد محور رشته از انحناهای خطوط ساحلی قاره‌های مجاور متابعت می کند.

ارتفاع ستیغ‌های این رشته نسبت به کف حوضه‌های مجاور در بعضی نقاط از ۳۰۰۰ متر بیشتر است. بعضی از آنها قللی از مخروط‌های آتشفشانی دارد که حتی از سطح آب هم بالاتر آمده است.

رشته پشته وسط اطلس توپوگرافی خیلی در هم دارد از تعدادی ستیغ و فلاتهای مرتفع شکسته با دامنه‌های تند تشکیل یافته است.

یک دره ریفت با دیوارهای پر شیب و کف مسطح به عرض ۳۰-۴۰ کیلومتر در سراسر رشته وجود دارد. امتداد ریفت و محور کوهستان مستقیم نیست بلکه با انقطاع ادامه می یابد.

علت آن وجود گسل‌های تبدیلی است که همود بر محور رشته کوهستان را بریده است. بعضی از قسمت‌های برآمده این رشته نظیر جزیره سن پل^۱ و ایسلند از سطح اقیانوس بالا آمده و مطالعه قسمتی از این رشته در بیرون از آب را ممکن ساخته است.

جزیره ایسلند قسمتی از رشته پستی وسط اطلس است یک دره ریفت با کمی انحنا در طول آن کشیده شده و محل بیشترین فعالیت آتشفشانی است. این ریفت ادامه مستقیم دره ریفت رشته پستی است که در زیر آب قرار دارد. در این جزیره همچنین ریفت دیگری وجود دارد که با گدازه و توف‌های آتشفشانی دوران چهارم و جدید پر شده است. دره ریفت با سیستم‌های گسل محدود شده و یک سیستم گسل محور آنرا تعقیب می‌کند. برون‌ریزی‌های آتشفشانی قابل توجهی در طول گسل‌ها صورت می‌گیرد. بزرگترین فعالیت آتشفشانی در سال ۸۴-۱۷۸۳ در ایسلند جنوبی در طول شکافی به درازای ۲۵ کیلومتر رخ داده است، حجم گذاره بیرون ریخته به ۱۲-۱۵ کیلومتر مکعب می‌رسد که پهنه‌ای به وسعت ۵۶۵ کیلومتر مربع را پوشانده است. گازهایی که ضمن این فعالیت متصاعد شد بیشتر دام‌ها را در ایسلند جنوبی از بین برد و سبب قحطی بزرگ در میان مردم گردید.

برآمدگی‌های طرفین دره ریفت از گدازه‌های قدیمی (اوسن - تاپلیوسن) تشکیل یافته است مطالعات ژئوفیزیکی وجود مواد آتشفشانی خیلی شکننده، توفها و برشهایی را در زیر گدازه‌ها نشان می‌دهد که ظاهراً مربوط به فعالیت آتشفشانی در کف اقیانوس است. ضخامت این مواد بایستی از ۶ کیلومتر تجاوز نماید و احتمالاً سن آنها قبل از اوسن و شاید کرتاسه باشد.

در کف اقیانوس علاوه بر رشته پستی وسط اطلس، رشته‌ها و برآمدگی‌های دیگری نیز وجود دارد که آن را به چندین حوضه تقسیم کرده است. حوضه‌ها دارای پوسته اقیانوسی بوده و با برآمدگی‌هایی که گاهی از همان جنس پوسته اقیانوسی است به بخش‌های کوچکتر جدا می‌شود. حوضه‌های بزرگ در اعماق ۵ الی ۶ هزار متری کشیده شده است.

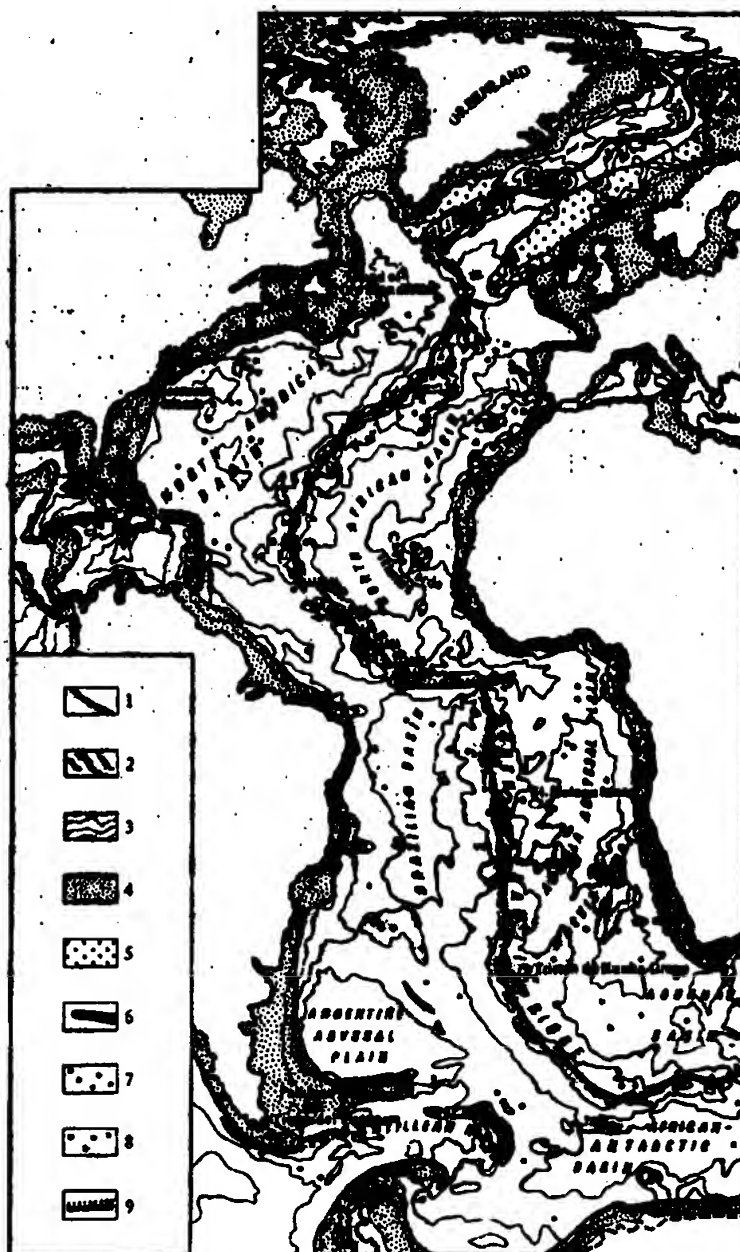
در اقیانوس اطلس حوضه‌های بزرگ نسبت به رشته پستی وسط اطلس به‌طور متقارن قرار گرفته است. (شکل ۱۰-۲) این حوضه‌ها به ترتیب از شمال به جنوب عبارتند از حوضه‌های گرینلند و نروژ، حوضه‌های وسیع آمریکای شمالی و آفریقای شمالی، حوضه‌های برزیل و آنگولا^۲ و بالاخره حوضه‌های آرژانتین و کاپ^۳ (والویس)^۴. کف حوضه‌ها بخصوص حوضه‌های وسیع در اطلس شمالی تپه‌زار و ناهموار بوده با ارتفاعاتی به حوضه‌های کوچکتر تقسیم شده است.

1 - St. Paul

2 - Angola

3 - Cape

4 - Walvis



شکل ۱۰-۲- عوارض مهم زمین در گف اقیانوس اطلس (۳۱)

- علائم:
- ۱- دره ریفت رشته پشته‌ی وسط اقیانوس
 - ۲- رشته یا ستیغ‌های جدا مانده
 - ۳- منحنی‌های هم‌زرفا
 - ۴- دشتاب
 - ۵- گف اقیانوس با پوسته قاره‌ای
 - ۶- گودال عمیق
 - ۷- کوه‌های دریائی
 - ۸- جزایر آتشفشانی
 - ۹- گسل بزرگ

گودال پرتوریکو^۱ در کنار آنتیل ها (آمریکای مرکزی) و گودال ساندویچ جنوبی^۲ در کنار جزایری بهمین نام، عوارض بزرگ دیگری است که در اقیانوس اطلس جلب توجه می کند.

دریاهای وابسته به اقیانوس اطلس

در غرب اقیانوس اطلس در سواحل آمریکای مرکزی دو دریای بزرگ وجود دارد یکی دریای کارائیب و دیگری به خلیج مکزیک معروف است.

خلیج مکزیک در جنوب آمریکای شمالی یک دریای داخلی است که توسط تنگه فلوریدا با اقیانوس اطلس و توسط کانال یوکاتان با دریای کارائیب ارتباط دارد. وسعت خلیج مکزیک یک میلیون و ششصد هزار کیلومتر است. در حوالی شبه جزیره یوکاتان و فلوریدا پهنای دشتاب از دویست کیلومتر می گذرد ولی در غرب و جنوب غربی نوار باریکی بیش نیست. کف دریا در اعماق بیش از ۲۰۰۰ متر کشیده شده، و عمیق ترین نقطه در وسط به ۴۳۷۵ متر می رسد. در زیر این دریا لایه گرانیته وجود ندارد از این لحاظ شبیه حوضه های اقیانوس است ولی ضخامت رسوبات خیلی زیاد است.

دریای کارائیب بین قاره آمریکای جنوبی و جزایر آنتیل قرار گرفته است. بجز حوالی دماغه گراسیاس آدیوس و سواحل کاراکاس وسعت دشتاب ناچیز است، کف این دریا خیلی ناهموار می باشد، یک رشته زیرآبی به نام رشته جامائیکا^۳ بین دماغه گراسیاس آدیوس و جزیره هیسپانیولا^۴ دریای کارائیب را به دو حوضه تقسیم می کند. جزیره جامائیکا روی این رشته قرار دارد. حوضه شمالی که کوچکتر است به نام دریای یوکاتان نیز گفته می شود؛ رشته باریکی بموازات رشته جامائیکا در این حوضه وجود دارد که دنباله کوه های کوبا در زیر آب می باشد فرورفتگی شیار مانند بین این دو برآمدگی تا ۶۹۰۰ متر عمق دارد. کف حوضه جنوبی کارائیب بین اعماق چهار الی پنج کیلومتری کشیده شده و به حوضه های اقیانوسی بیشتر شباهت دارد.

در شمال غرب اقیانوس اطلس دریای بافین^۵ (خلیج بافین) دریای کم عمقی بین جزیره بافین و گرینلند می باشد. در محل گذرگاه دیویس^۶ عمق آب کمتر از ۷۰۰ متر است ولی در شمال و جنوب آن از هزار متر می گذرد. آب های جنوب تنگه دیویس را دریای لابرادور نیز می گویند. دریای بافین در شمال به وسیله گذرگاه اسمیت به حوضه قطب شمال راه دارد.

1 - Puerto rico

2 - South Sandwich

3 - Jamaica

4 - Hispaniola

5 - Baffin

6 - Davis Straite

در داخل خاک کانادا دریایی به وسعت ۱۲۳۲۰۰۰ کیلومتر مربع وجود دارد که به خلیج هودسن^۱ معروف است. این دریای داخلی در حقیقت قسمت مرکزی دشتهای کانادا می باشد که به زیر آب رفته است. پست ترین نقطه در مرکز دریا حدود ۲۵۰ متر عمق دارد. در شمال از طریق تنگه هودسن به اقیانوس اطلس وصل می شود در تنگه هودسن شیاری به عمق ۳۰۰-۴۰۰ متر دیده می شود.

حوضه فوکس^۲ در شمال خلیج هودسن دریای کوچکی است که به وسیله تنگه هودسن با خلیج و اقیانوس ارتباط دارد.

بین سواحل آرژانتین و جزایر فالکلند حوضه نسبتاً عمیقی وجود دارد که دریای اسکوتیا گفته می شود. این حوضه به وسیله ارتفاعات زیر آبی از حوضه های مجاور جدا شده است. در شرق اقیانوس اطلس، در سواحل اروپا چهار دریای کم عمق به نام های دریای شمال، دریای بالتیک، دریای مانش و دریای ایریش (ایرلند) وجود دارد. ناهمواریهای کف این دریاها شبیه فلاتی است که به وسیله رودها بریده شده است. عمق آب در دریای مانش، در نزدیکی اقیانوس حدود ۲۰۰ متر است که به سمت شرق کاهش می یابد و در تنگه دوور^۳ از سی متر هم کمتر است.

در قسمت اعظم دریای شمال عمق آب بین ۱۵ تا ۲۰ متر است امتداد دره رودهای الب^۴ و زر^۵ و راین^۶ در کف دریا هم ادامه دارد. در قسمت مرکزی دریا برآمدگی بزرگی به نام دوگربانک^۷ قرار گرفته که سطح آن حدود ۲۰ متر پائین تر از سطح دریاست. در روی دوگربانک یخرفت های دوران چهارم پیدا شده است. در شرق دریای شمال چاله باریکی از مقابل مرز بین سوئد و نروژ شروع و با ترسیم قوسی به موازات سواحل نروژ به سمت شمال تا حوضه دریای نروژ می رود این فرورفتگی به نام چاله نروژ موسوم است نکته جالب توجه در این چاله، افزایش عمق از جنوب به شمال و شرق می باشد یعنی هر قدر به داخل خشکی نزدیک می شود عمیق تر می گردد. بالتیک دریای کم عمقی است که در قسمت اعظم آن ژرفای آب به زحمت به پنجاه متر می رسد. در واقع کف این دریا دنباله جلگه های پست سرزمین های مجاور می باشد که با شیب

1 - Hudson

2 - Foxe

3 - Dover

4 - Elbe

5 - Weser

6 - Rhine

7 - Dogger Bank

ملایم در زیر آب قرار گرفته است. عمیق‌ترین نقاط در سمت مغرب، نزدیک سواحل سوئد به شکل فرورفتگیهای کوچک دیده می‌شود. عمق در این حوالی حدود ۳۰۰ متر است. دریای بالتیک بوسیله گذرگاههایی که بین دانمارک و سوئد قرار دارد به دریای شمال متصل می‌شود.

دریای مدیترانه

مدیترانه بزرگترین دریای داخلی دنیا بین سه قاره آسیا، اروپا و آفریقا قرار دارد. این دریای بزرگ که خود شامل چند دریای کناری و داخلی است در غرب بوسیله تنگه جبل الطارق با اقیانوس اطلس ارتباط دارد. مدیترانه در جنوب شرق به وسیله کانال سوئز به دریای سرخ وصل شده و از این طریق به اقیانوس هند هم راه پیدا کرده است. زیر بنای دریای مدیترانه نظیر حوضه‌های اقیانوسی است.

شبه جزیره ایتالیا و دنباله آن جزیره سیسیل، دریای مدیترانه را به دو حوضه شرقی و غربی تقسیم کرده است. حوضه مدیترانه شرقی بزرگتر و عمیق‌تر است و در عین حال دارای حوضه‌های فرعی مثل دریای آدریاتیک دریای اژه، دریای مرمره و دریای سیاه نیز می‌باشد. حوضه مدیترانه غربی شبیه مثلثی است که خلیج جنوا^۱ رأس و سواحل شمالی سیسیل و آفریقا قاعده آنرا تشکیل می‌دهد. جزیره کرس^۲ و ساردنی^۳ روی یک برجستگی که از خلیج جنوا شروع و با جهت شمال به جنوب تا سواحل تونس کشیده شده قرار دارد. این برجستگی حوضه مدیترانه غربی را به دو حوضه تیرنین^۴ (در شرق) و حوضه بالثار^۵ (در غرب) تقسیم کرده است.

در دریای تیرنین، اعماق بیش از ۲۰۰۰ متر وسعت زیاد دارد پست‌ترین قسمت حوضه دارای ۳۸۳۸ متر عمق است. وجود جزائر آتشفشانی در اطراف دریای تیرنین و آتشفشانهای فعال از ویژگیهای دیگر این دریا می‌باشد. آتشفشانهای مشهور وزو در شرق و اتنا در جنوب این دریا قرار دارد. دشتاب در اطراف تیرنین چندان وسیع نیست بجز کرانه‌های شمالی در سایر قسمتها کم عرض و باریک است.

دریای بالثار حوضه وسیعی است که بین اروپا، آفریقا، جزایر ساردنی و کرس قرار دارد. منحنی هم‌عمق دو هزار متر بجز خلیج لیون^۶ و اطراف جزایر بالثار همه جا نزدیک کرانه دیده

1 - Genova

2 - Corse

3 - Sardegna

4 - Tyrrhenian

5 - Balear

6 - Lion

می‌شود. در اطراف جزایر بالئار و خلیج لیون نیز در فاصله خیلی کم از حاشیه خشکی به اعماق دو هزار متر می‌رسیم. عمق در همه جا بین ۲۰۰۰ الی ۳۰۰۰ متر است. اعماق بیش از ۳۰۰۰ متر فقط در فاصله بین جزایر بالئار و ساردنی در منطقه نسبتاً کوچک وجود دارد.

جزایر بالئار بلندترین نقاط یک رشته زیرآبی است که از مقابل خلیج والنسیا^۱ در ساحل اسپانیا شروع و به سمت شرق پیشرفته است. حوضه بالئار در غرب به وسیله تنگه جبل الطارق به اقیانوس اطلس وصل می‌شود.

تنگه جبل الطارق به طول ۶۰ کیلومتر بین اسپانیا و مراکش، از غرب به شرق کشیده شده است. دهانه شرقی آن بین دماغه اروپا و دماغه المینا در مدیترانه و دهانه بین دماغه ترافالگار^۲ و اسپارتل^۳ در اقیانوس اطلس قرار دارد. باریکترین قسمت تنگه ۱۵ کیلومتر عرض دارد در وسط تنگه، عمق آب نزدیک به ۳۷۰ متر و به طرف شرق و غرب کمی افزایش یافته به ۵۰۰ متر می‌رسد.

نواحی بین جزیره کرس و خلیج لیون به وسیله دانشمند معروف فرانسوی بورکار^۴ به طور دقیق بررسی شده است. در اینجا دره‌های زیرآبی در سواحل کرس، ساردنی و همچنین در سواحل فرانسه و اسپانیا به طرف مرکز حوضه که عمیق تر است کشیده شده است به نظر بورکار اغلب این دره‌ها قبل از دوره پلیوسن در روی آهک‌های میوسن به وسیله رودها حفر شده است. و سپس در اثر پیشروی دریا در پلیوسن دره‌ها به زیر آب رفته و مارنهای پلیوسن آنها را پر کرده است؛ عقب‌نشینی دریا در دوران چهارم و تکرار آن سبب بیرون آمدن ناحیه از زیر آب گردیده که در نتیجه آن مارن‌های پلیوسن به مقیاس وسیع تخریب و از بین رفته است.

حوضه اصلی مدیترانه شرقی در جنوب مدار ۳۷ درجه بین سواحل تونس و لبنان قرار دارد عمق قسمت غربی حوضه کمتر بوده و در مقابل سیسیل، تونس و لیبی بیش از هزار متر نیست، وسعت دشتاب در سواحل سیسیل بخصوص در خلیج قابس (تونس) قابل توجه است. به طرف شرق عمق دریا به سرعت افزایش می‌یابد. حوضه مدیترانه شرقی به شکل یک فرورفتگی ساده نیست حوضه‌های کوچک، گرابن‌ها، تپه‌های زیرآبی، برآمدگیهای وسیع به شکل فلات از ویژگیهای توپوگرافی این حوضه می‌باشد.

پست‌ترین قسمت این حوضه در ۶۵ کیلومتری جنوب دماغه ماتاپان^۵ (یونان) کمی

1 - Valencia

2 - Trafalgar

3 - Spartel

4 - Burcart

5 - Matapan

بیش از ۵۰۰۰ متر عمق دارد. در سواحل شرقی و جنوبی مدیترانه و همچنین در کرانه‌های آناتولی ناحیه دشتاب خیلی باریک است. در این سواحل بجز اطراف دلتای نیل در فاصله کمی از ساحل عمق دریا به ۱۰۰۰ متر و بیشتر از آن می‌رسد. برآمدگی بزرگی که جزیره قبرس را بوجود آورده با وجود نزدیکی به قاره، با عمق قابل توجهی از آن جدا شده است بدین سبب در تشکیل فرورفتگیهای اطراف قبرس به احتمال زیاد گسل‌ها نقش داشته است. در شمال حوضه مدیترانه شرقی دریاهای فرعی مثل آدریاتیک، اژه و مرمره قرار دارند.

دریای آدریاتیک بین یوگسلاوی و شبه جزیره ایتالیا فرورفتگی بزرگی است که در قسمت اعظم آن عمق آب از ۲۰۰ متر کمتر است. عمیق‌ترین قسمت آدریاتیک در جنوب بشکل حوضه کوچکی است که عمق آن به ۱۶۰۰ متر می‌رسد. در جنوب این حوضه، عرض دریا کم شده است این قسمت کم‌عرض به نام تنگه اوترانتو^۱ موسوم است. آبهای جنب تنگه اوترانتو را دریای ایونی^۲ یا دریای یونان می‌گویند.

دریای اژه بین ترکیه و یونان قرار گرفته است، این دریا از نظر توپوگرافی زیرآبی از تمام دریاهای وابسته به مدیترانه متفاوت است.

توپوگرافی کف دریای اژه ویژگیهای ناهمواریهای خشکی را نشان می‌دهد. قسمت عمده اعماق کمتر از ۵۰۰ متر است منظره عمومی برآمدگی‌های مرتفع و نزدیک بهم و فرورفتگیهای بین آنهاست. در جنوب، برآمدگی بزرگی به شکل کمان دریای اژه را از حوضه اصلی مدیترانه جدا می‌کند. روی این برآمدگی که تحدب آن به سمت جنوب است چندین جزیره قرار دارد که بزرگترین آنها کرت^۳ می‌باشد.

چند چاله کوچک در شمال برآمدگی فوق پست‌ترین نقاط دریای اژه را تشکیل می‌دهد. یکی از آن چاله‌ها با ۳۱۵۰ متر عمق بین جزیره کرت و کارپاتوس^۴ عمیق‌ترین نقطه دریای اژه است. به طرف شمال تعداد زیادی جزیره وجود دارد که اکثراً بقایای خشکی‌های قدیمی است. دریای مرمره حوضه کوچکی بین دریای سیاه و دریای اژه می‌باشد. قسمت اعظم کف دریای مرمره را ناحیه دشتاب تشکیل می‌دهد که در روی آن دره‌ها و دیگر عوارض فرعی وجود دارد. در شمال دو فرورفتگی به عمق ۱۱۸۰ و ۱۲۲۵ متر دیده می‌شود. جزایر دریای مرمره مثل دریای اژه بقایای خشکیهای قدیمی است.

توپوگرافی کف دریای سیاه نسبتاً ساده است. دامنه قاره‌ای عموماً از عمق صد متر شروع

1 - Otranto

2 - Ionian Sea

3 - Kriti (Crete)

4 - Karpathos

می شود و با شیب زیاد به کف دریا می رسد. دشتاب در سواحل شمالی دنباله پلاتفرم اروپای شرقی است از اینرو پهنای دشتاب در سواحل شمالی زیاد، ولی در دیگر سواحل چندان قابل توجه نیست.

کف حوضه دریای سیاه هموار و یکنواخت می باشد که در عمق دو هزار متری کشیده شده است چاله خیلی کوچکی با عمق نسبی ۲۰۰ متر در وسط حوضه تنها عارضه می باشد این چاله با ۲۲۴۵ متر عمق مطلق عمیق ترین نقطه دریای سیاه است. ساختمان کف دریای سیاه هم نظیر حوضه های اقیانوسی است. ولی ضخامت رسوبات آن خیلی زیاد است.

در شمال دریای سیاه، دریای کوچکی به نام آزوف وجود دارد که به وسیله تنگه باریکی به آن راه دارد. در دریای آزوف عمق همه جا کمتر از ۲۰۰ متر است.

دو تنگه مشهور به نام بغازیسفر و بغاز داردانل ارتباط بین دریای سیاه و مرمره را با دریای اژه برقرار کرده است. این دو تنگه مرز بین قاره اروپا و آسیا می باشد.

ساختمان حوضه های اصلی دریای مدیترانه نظیر حوضه های اقیانوسی است که از رسوبات ضخیم پوشیده شده است.

۴- اقیانوس منجمد شمالی

پیشروی زیاد ساختمان قاره اروپا - آسیا (اوراسیا) در زیر آبهای این حوضه وسیع ترین ناحیه دشتاب دنیا را بوجود آورده است. در این اقیانوس دامنه قاره ای پرشیب است و در فاصله کوتاهی از اعماق کم به کف دشتهای مفاکی که در اعماق ۴۰۰۰ متر و بیشتر کشیده شده، می رسد.

مهمترین عارضه در کف حوضه قطب شمال رشته لومونوسف^۱ است که اعماق آن را به دو حوضه تقسیم می کند. این رشته کوه زیرآبی بطول ۱۸۰۰ کیلومتر از مقابل جزایر سیبری جدید^۲ شروع و با عبور از قطب به سمت جزیره السمر^۳ کشیده شده است. ارتفاع رشته لومونوسف از کف حوضه های مجاور ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر و قلل آن بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متر پائین تر از سطح آب می باشد. شیب دامنه ها نسبتاً زیاد بوده در بعضی قسمتها به ۲۵ درجه می رسد.

در آنطرف رشته لومونوسف رشته دیگری به موازات آن به نام رشته آلفا^۴ کشیده شده

1 - Lomonosov

2 - New siberian

3 - Ellesmer

4 - Alpha

است این رشته که آن را رشته مندلیف^۱ نیز می‌گویند دشتهای مفاکی کانادا و فلچر^۲ را از هم جدا می‌کند. دشت مفاکی کانادا بین رشته اخیر و قاره‌های آمریکا و آسیا بزرگترین دشت زیرآبی در حوضه قطب شمال است (شکل ۱۱-۲). هر دو دشت در اعماق حدود ۴۰۰۰ متر قرار دارد. در طرف دیگر رشته لومونوسف دشت مفاکی بارنتز و دورتر از آن دشت مفاکی قطب^۳ جای دارد. حد فاصل بین این دو دشت، تعدادی برآمدگیهای ناپیوسته می‌باشد. به نظر عده‌ای از دانشمندان، دنباله رشته پشته اقیانوس اطلس و ریف آن از بین دشتهای مفاکی بارنتز و قطب عبور می‌کند. اگر چه رشته پشته در آنجا به روشنی قابل تشخیص نیست ولی مراکز زمین لرزه که از بین دشتهای مذکور عبور می‌کند گواه وجود آن می‌باشد.

۵- اقیانوس منجمد جنوبی

در اطراف خشکی قطب جنوب سه حوضه عمیق وجود دارد، این حوضه‌ها به وسیله برآمدگیهایی از یکدیگر جدا شده و رشته‌های پشته اقیانوسی آنها را از حوضه‌های سایر اقیانوسها جدا کرده است.

در اطراف این خشکی پهنای دشتاب بین ۳۵ الی ۵۰۰ کیلومتر تغییر می‌کند. از ویژگیهای جالب توجه، شروع دامنه قاره‌ای از اعماق ۵۰۰ الی ۸۰۰ متری است. این وضع احتمالاً به سبب وزن توده یخ عظیمی است که روی خشکی قطب جنوب را پوشانده است.

تحول شکل اقیانوسها

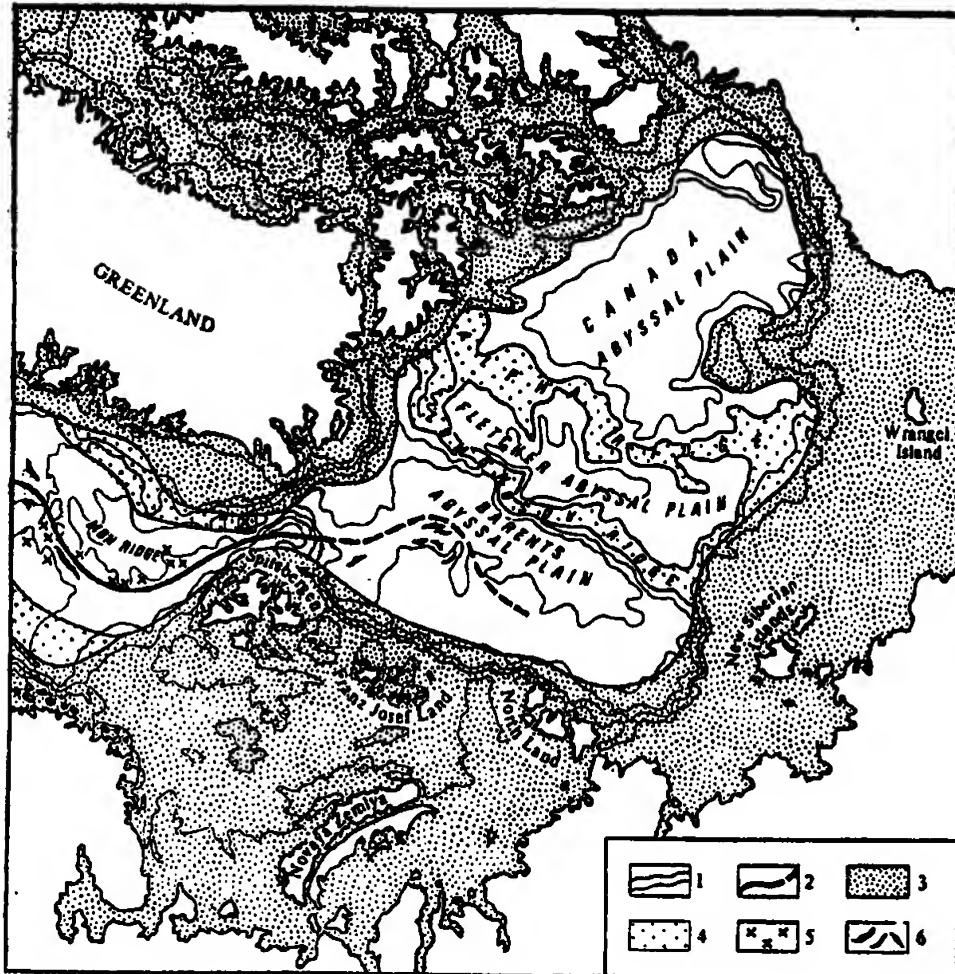
شکل اقیانوسها نیز مانند هر پدیده طبیعی در حال تحول و تغییر است. در واقع شکل اقیانوسها تابع شکل و ابعاد قاره‌ها، بویژه موقعیت آنها نسبت بهمدیگر می‌باشد. امروزه ثابت شده است که در طول زمان نه تنها شکل و ابعاد قاره‌ها ثابت نبوده بلکه موقعیت آنها نسبت بهم از زمانهای دور در حال تغییر بوده و این روند هنوز ادامه دارد. گذشته از اینها شواهد غیر قابل تردیدی نیز وجود دارد که در ادوار گذشته بویژه در پلیتوسن تراز آب اقیانوسها نوسانات قابل ملاحظه‌ای داشته که در نتیجه آن خطوط ساحلی تغییرات زیادی را متحمل شده است. اگرچه اثر این نوسانات در تغییر شکل کلی اقیانوسها، با در نظر گرفتن وسعت خیلی زیاد آنها، چندان چشمگیر به نظر نمی‌رسد، ولی اثرات جغرافیائی خیلی متنوع و مهمی را سبب شده است. در

1 - Mendeleyev

2 - Fletcher

3 - Pole Abyssal Plain

اینمورد. اگر اثرات جغرافیائی نوسان چندمتری سطح دریای مازندران را - که در واقع دریاچه‌ای بیش نیست - بخاطر بیاوریم؛ تحولات ناشی از نوسان حدود یکصد متر در تراز اقیانوسها معلوم خواهد شد^۱.



شکل ۱۱-۲- عوارض مهم کف حوضه قطب شمال «۳۱»

- | | | |
|-------------------|--------------------------------|---------------------------------------|
| علامت: | منحنی‌های هم‌زرفا | ۲- دره ریفت رشته‌های پستی وسط اقیانوس |
| ۳- دشتاب | ۴- کف اقیانوس با پوسته قاره‌ای | |
| ۵- کره‌های دریایی | ۶- رشته یا ستیغ‌های منفرد | |

۱ - در اینمورد مقالات زیادی منتشر شده است، نظر دانشجویان را به اثر زیر جلب می‌نماید: تغییر سطح دریای خزر، نوشته دکتر محمدحسن گنجی، کتاب ۳۲ مقاله جغرافیائی، انتشارات سحاب، ۱۳۵۳.

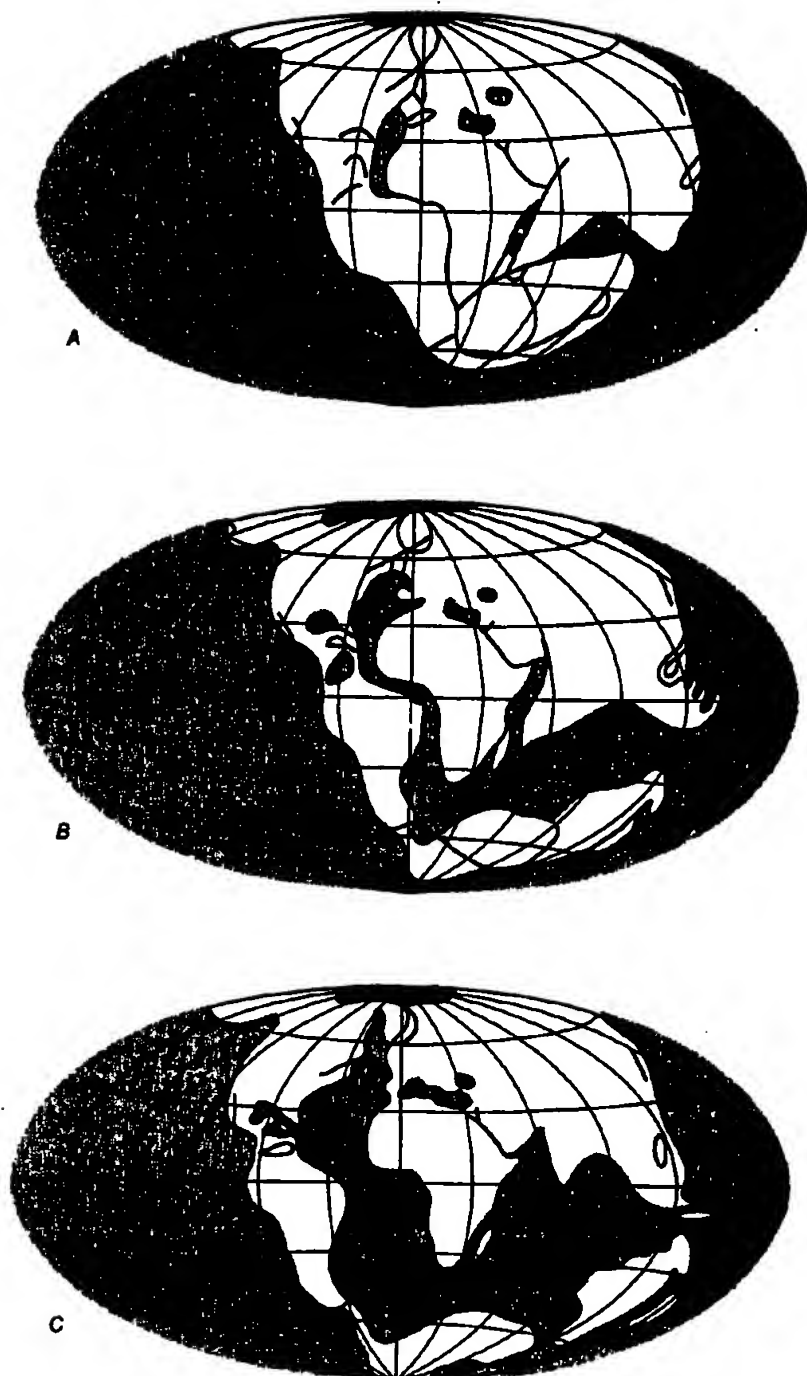
وجود سلسله کوهها و خشکیهایی که از رسوبات سنگ شده دریائی تشکیل شده است، حاکی از وجود دریاها^۱ است که در گذشته وجود داشته و بعداً به خشکی تبدیل شده‌اند. یکپارچه بودن تمام خشکی‌ها در گذشته دور و شکستن و جابجا شدن قطعات آن واقعیتی است که درستی آن به اثبات رسیده است.

پس از کشف قاره آمریکا و نقشه‌برداری از سواحل آن، شباهت بین سواحل شرقی و غربی اقیانوس اطلس توجه دانشمندان را جلب کرد و فرض یکپارچه بودن قبلی خشکیهای دنیای قدیم و جدید به میان آمد، آلفرد وگنر^۱ زمین‌شناس آلمانی برای اولین بار در سال ۱۹۳۵ با ارائه شواهد سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی پیوسته بودن این خشکیها را در پالئوزوئیک بیان کرد، ولی برای توضیح مکانیزم و علت آن اطلاعات در آن تاریخ کافی نبود، از اینرو نظریه وی مورد اعتراض قرار گرفت و این واقعیت مدتها به فراموشی سپرده شد. بالاخره پس از شروع تحقیقات اقیانوس‌شناسی جدید و روشن شدن چگونگی تشکیل رشته‌های وسط اقیانوس و علل و نتایج آن درستی نظر وگنر درباره یکپارچه بودن خشکیهای کره زمین در اعصار گذشته و شکستن و جابجائی آنها به اثبات رسید. بدیهی است که نتیجه تغییرات عظیم به معنای تغییر شکل اقیانوسها در مقیاس وسیع در طول زمان می‌باشد. در حال حاضر با اندازه‌گیریهای دقیق معلوم شده است که عرض اقیانوس اطلس هر سال بین ۱-۲ سانتیمتر افزایش می‌یابد، دریای سرخ نیز با همین سرعت در حال گسترش می‌باشد که اگر همین روند ادامه یابد در میلیونها سال بعد این دریا به اقیانوسی تبدیل خواهد شد.

شکل ۱۲-۲ طرحی از موقعیت قطعات خشکی را در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی مطابق نظر وگنر نشان می‌دهد.

نوسان سطح آب اقیانوسها

بطوریکه اشاره شد شواهد زیادی وجود دارد که سطح آب در دنیای اقیانوس همیشه در حد فعلی نبوده و نوسانات قابل توجهی داشته است. در اینجا پیش‌روی و عقب‌نشینی‌های ناحیه‌ای یا محلی مورد بحث نیست، بلکه پیش‌روی و پس‌روی خطوط ساحلی در تمام دنیای اقیانوس مورد نظر می‌باشد که آن را «تغییرات استاتیک»^۲ می‌گویند. چنین پدیده‌ای ممکن است در نتیجه افزایش یا کاهش مقدار آب و یا تغییر حجم حوضه‌های اقیانوسی اتفاق بیفتد. تغییر حجم اقیانوسها احتمال دارد که در اثر تحولات تکتونیکی مثلاً فرو افتادن یا بالا آمدن کف



شکل ۱۲-۲- مرقعیت خشکیها «۲۲»

a - کرتاسه بالائی ۳۰۰ میلیون سال پیش B - انوسن ۵۰ میلیون سال پیش

C - اوایل کراترنر یک میلیون سال پیش

حوضه‌های اقیانوسی باشد، این پدیده را «تکتونو - استاتیسم»^۱ می‌گویند. همچنین ممکن است تراکم رسوبات در چاله‌های اقیانوس سبب یک تغییر مثبت در تراز آب بشود، احتمال چنین پدیده یعنی «سدیماتو - استاتیسم»^۲ خیلی کم است زیرا تراکم تدریجی رسوبات خود می‌تواند همزمان باعث فرونشینی تدریجی (سوسیدانسی) گردد.

برای تغییر مقدار آب دنیای اقیانوس یک فرض محتمل، تغییرات سریع در حجم کل آب کره زمین می‌باشد که برای آن هیچ دلیل و شاهی وجود ندارد. فرض دیگر تغییر دمای آب در دنیای اقیانوس است که آنهم طبق محاسبات^۳، چنانچه حرارت تمام آب دنیای اقیانوس یک درجه سانتیگراد افزایش یابد فقط می‌تواند یک تغییر مثبت باندازه دو متر در تراز آب دنیای اقیانوس ایجاد کند.

آنچه مسلم است تغییرات قابل توجه استاتیک در کوتاه‌ترین در اثر پیشروی و پسروی یخچالهای قاره‌ای رخ داده است که آنرا پدیده «گلاسیو - استاتیسم»^۴ می‌گویند. شواهد و دلایل زیادی وجود دارد که نشان می‌دهد در نیمکره شمالی در پلیستوسن یخچالهای قاره‌ای و کوهستانی حداقل چهار بار بطور یقین توسعه خیلی زیاد یافته و سپس عقب‌نشینی کرده‌اند. این دوره‌های یخچالی را به ترتیب قدمت در اروپا: گونز^۵، میندل^۶، ریس^۷، وورم^۸؛ و در امریکا: نبراسکا^۹، کانزاس^{۱۰}، ایلینویز^{۱۱} و ویسکونسن^{۱۲} نام نهاده‌اند. در اروپا از یک دوره یخچالی قدیمی‌تر نیز (دوره یخچالی دونا^{۱۳}) آثاری مشاهده شده است. در هر دوره یخچالی مقدار عظیمی از آب اقیانوسها بصورت یخ در روی خشکیها باقی مانده و تراز آب بمقدار قابل توجهی پائین رفته است. در فاصله بین دوره‌های یخچالی قسمت اعظم و یا تمامی یخ‌های روی خشکی آب شده و در نتیجه سطح آب در اقیانوسها بالا آمده است. حداکثر گسترش یخچالها در دوره میندل (دومین دوره یخچالی) و حداقل آن در آخرین دوره یخچالی یعنی دوره وورم بوده است.

1 - Tectono - Eustatism

2 - Sedimento - E.

3 - R. W. Fairbridge

4 - Glacio - E.

5 - Gunz

6 - Mindele

7 - Riss

8 - Wurm

9 - Nebraska

10 - Kansas

11 - Illinois

12 - Wisconsin

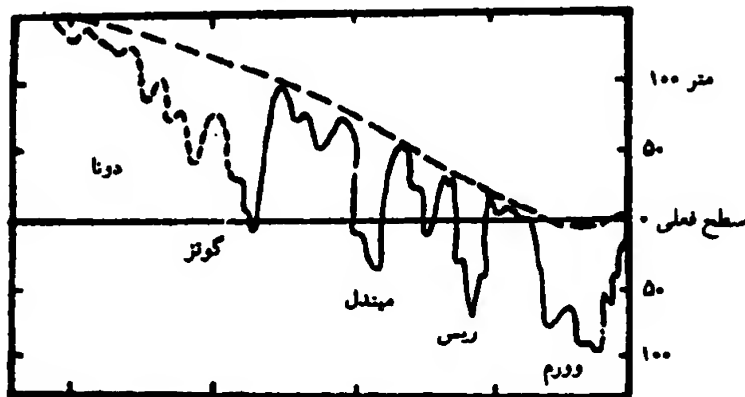
13 - Donau

درباره تاریخ شروع کواترنر که با پیدایش اولین دوره یخچالی همزمان است در میان محققین اتفاق نظر وجود ندارد. بعضی ها آنرا از یک میلیون سال پیش و حتی کمتر از آن دانسته و بعضی دیگر دو و حتی سه میلیون سال پیش برآورد می کنند؛ خاتمه آخرین دوره یخچالی بین ۱۰ تا ۱۲ هزار سال پیش بوده است.

به موازات پیشروی و پسروی یخچالها سطح اقیانوسها نیز نوسان قابل توجهی داشته است که آثار آن در منطقه ساحلی و همچنین روی فلات قاره (دشتاب) مشاهده می شود. (شکل ۱۳-۲) نمودار نوسانات سطح اقیانوسها در کواترنر می باشد. از بررسی این نمودار می توان به نتایج زیر رسید.

۱- تراز آب اقیانوسها در کواترنر نسبت به تراز امروزی سه بار بالاتر و چهار بار پائین تر بوده است. ترازهای بالا همزمان با دوره های بین یخچالی و ترازهای پائین مطابق با دوره های یخچالی است.

۲- تغییرات سطح آب بطور منظم و یکنواخت نبوده بلکه ضمن بالا رفتن یا پائین آمدن سطح عمومی، نوسانات فرعی نیز وجود داشته است.



شکل ۱۳-۲- نوسانات استاتیک در دوران چهارم «۲۸»

۳- سطح آب اقیانوسها بموازات تغییرات استاتیک کواترنر بطور کلی از اواخر پلیوسن تا عصر حاضر به تدریج پائین آمده است. چون دلیل و مدرکی برای کاهش در مقدار آب کره زمین وجود ندارد، لذا این پائین آمدن تدریجی سطح مبنا بایستی علت زمین ساختی داشته باشد. بنابراین به موازات پدیده گلاسیو - استاتیسیم کواترنر، پدیده تکتونو - استاتیسیم نیز در این

تغییرات سهمی داشته است. روشن است که در اثر این تحولات، شکل اقیانوسها و دریاها نیز تغییرات قابل توجهی داشته است.

رسوبات کف اقیانوسها

لایه‌های رسوبی در کف دریاها و اقیانوسها از مواد مختلفی تشکیل شده است. رودها، یخچال‌ها و باد محصول فرسایش قاره‌ها را به دریاها می‌ریزند، علاوه بر آن مقدار زیادی مواد آتشفشانی بطور مستقیم به کف اقیانوسها وارد می‌شود. امواج نیز با تخریب سواحل موادی را به کف دریا می‌کشاند. بقایای لاشه جانوران و گیاهان آبی اعم از بزرگ و کوچک نیز از موادی است که در تشکیل رسوبات دریائی سهم مهمی دارند. گرد و غبار کیهانی را نیز که بطور مداوم ولی نامرعی به دریاها می‌ریزد، باید به مواد فوق اضافه کرد.

طبقه‌بندی و بررسی لایه‌های رسوبی علاوه بر اهمیت اقتصادی، حقایق زیادی را در زمینه سرگذشت زمین و تحولات جغرافیائی گذشته آن روشن می‌کند.

موادی که در ترکیب رسوبات دریائی شرکت دارند، براساس منشأ به دو گروه بزرگ تقسیم می‌شوند.

دسته اول منشأ خشکی (یا قاره‌ای) دارند به عبارت دیگر از تخریب سنگهای خشکی‌ها حاصل شده‌اند. این مواد قلوه‌سنگ‌ها، شن، ماسه و گل و لای است که عمدتاً توسط رودها و امواج به دریا منتقل شده و برحسب وزن و ابعادشان از ساحل بسوی دریا ته‌نشین شده‌اند.

دسته دوم منشأ زیستی دارند که از تجزیه لاشه جانداران دریا اعم از گیاه و حیوان بوجود آمده و در بدو تشکیل بصورت لجن^۱ هستند که به تدریج به سنگ تبدیل می‌شوند. مرجان‌ها و لاشه جانداران بزرگ اگرچه به ظاهر چشمگیر هستند ولی در مجموع، سهم جانداران کوچک که با چشم غیر مسلح دیده نمی‌شوند، بیشتر است.

علاوه بر دو دسته فوق در تشکیل رسوبات دریائی موادی نیز پیدا می‌شود که از ترکیب یا تجزیه مواد مختلف در شرایط محیطی خود دریاها و اقیانوسها بوجود می‌آید.

در ترکیب رسوباتی که در زیر آبها تشکیل می‌شوند همه این مواد وجود دارد ولی فراوانی نسبی آنها برحسب موقعیت فرق می‌کند. مواد درشت در نزدیکی ساحل کنگلومرای

درشت دانه را تشکیل می دهند به سوی دریا ماسه ها ته نشین می شوند ، گل و لای دامنه قاره را می پوشانند. در کف دشت های مغاکی ریزترین مواد را می توان دید .

پراکندگی جغرافیائی لایه های رسوبی در دشت های مغاکی

رسوبات کف دشت های مغاکی از نظر کلی سه نوع است : گل رس سرخ یا قهوه ای که گویا منشاء خشکی دارد و در اثر شرایط محیطی دریای عمیق تحول یافته است. دو نوع دیگر منشاء زیستی دارند و از تراکم پوسته پلانکتون های^۱ ذره بینی گیاهی یا جانوری دریاها بوجود آمده اند که برحسب ترکیب شیمیائی پوسته آنها به رسوبات آهکی و سیلیسی تقسیم می شوند . گل رس سرخ در اعماق هر سه اقیانوس دیده می شوند ولی در نیمه شمالی اقیانوس آرام گسترش بیشتر دارد (شکل ۱۴-۲) .

رسوبات آهکی با منشاء زیستی به لایه های اطلاق می شود که بیش از سی درصد کربنات کلسیم دارد و عمدتاً از اسکلت گلویی ژیرن ها^۲ و پترپودها^۳ تشکیل شده است که هر دو جزء حیوانات ذره بینی است. رسوبات پترپود گسترش زیاد ندارد، فقط در چند نقطه از اقیانوس اطلس بین اعماق ۷۰۰ الی ۳۵۰۰ متر شناسائی شده است. گلویی ژیرن ها جاندارانی هستند که در آب های گرم و معتدل زندگی می کنند. رسوبات حاصل از اینها نیمه جنوبی اقیانوس کبیر و بخش غربی اقیانوس هند را پوشانده و در اقیانوس اطلس از مدار ۶۰ درجه شمالی تا مدار ۵۰ درجه جنوبی همه جا شناسائی شده است .

رسوبات سیلیسی نتیجه تراکم اسکلت جاندارانی از نوع دیاتمه^۴ و شعاعیان^۵ می باشد. دیاتمه از جانوران تک یاخته ای گیاهی و شعاعیان از پلانکتون های حیوانی است. دیاتمه در آب های سر و کم نمک زندگی می کند، به همین سبب نوار پهنی از رسوبات سیلیسی دیاتمه در حاشیه خشکی قطب جنوب و نوار باریکتری در شمال اقیانوس کبیر در اعماق بین ۱۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر تشکیل شده است. شعاعیان از جانداران آب های استوائی است. رسوبات حاصل از بقایای این جانداران در شرق اقیانوس کبیر در منطقه استوائی آن در اعماق ۴۰۰۰ متر و کمتر از آن بصورت نواری شناسائی شده است .

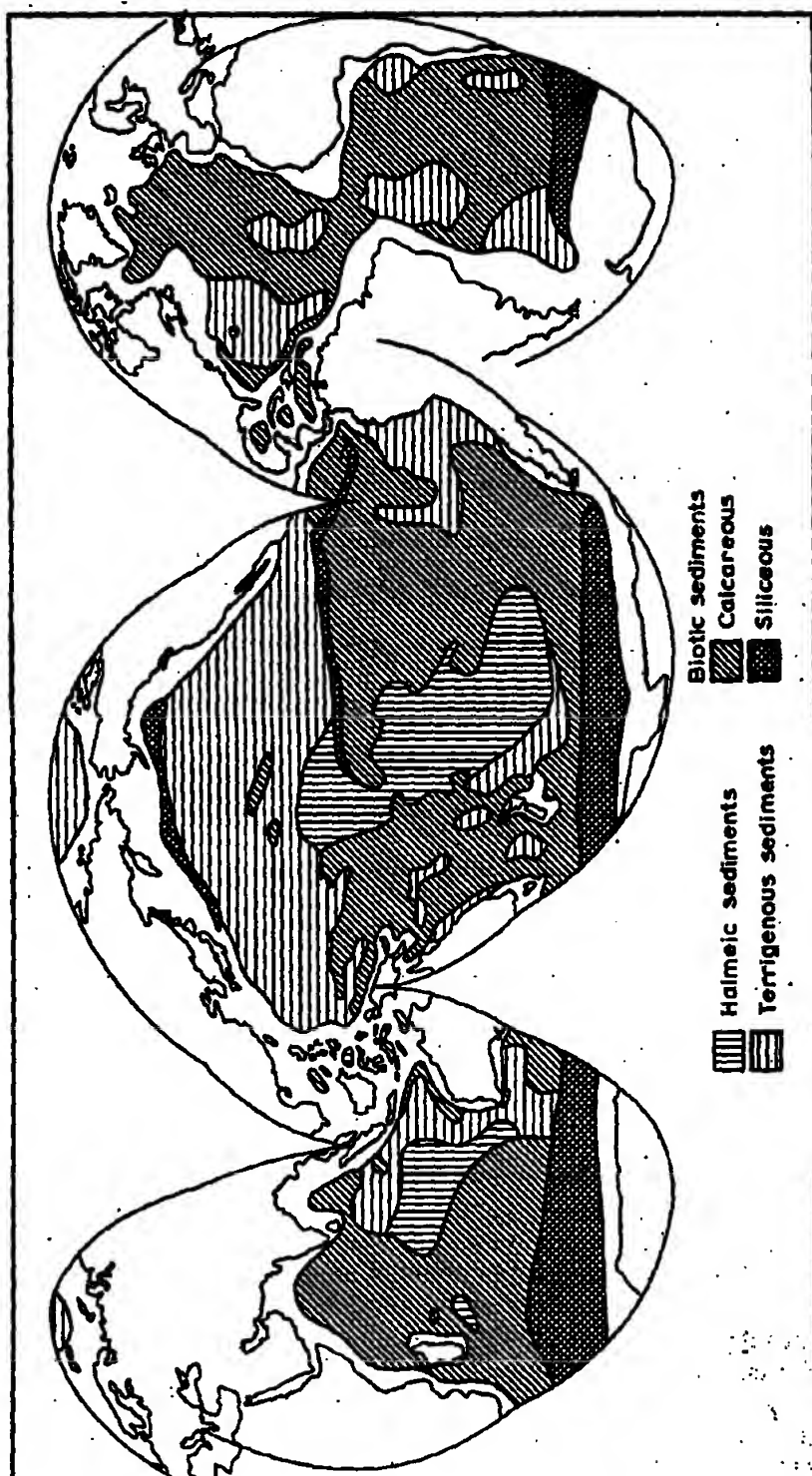
1 - Plankton

2 - Globigerina

3 - Pteropod

4 - Diatom

5 - Radiolarina



شکل ۱۴-۲- پراکنندگی رسوبات در کف اقیانوس‌ها

توزیع جغرافیائی رسوبات آلی در حال حاضر در کف حوضه‌های اقیانوسی، انعکاسی از شرایط اقلیمی فعلی در سطح دنیای اقیانوس است. بنابراین لایه‌های رسوبی در کف اقیانوس مانند صفحات کتابی است که که بویژه سرگذشت اقلیمی زمین در آن ضبط شده است. علاوه بر این چین و شکن‌های موجود در این لایه‌ها، حکایت از حرکات تکتونیکی، نوع و جهت نیروهای داخلی دارد. چون سرعت رسوب در اعماق اقیانوس خیلی کم است و این لایه‌ها از فرسایش مصون هستند، باین سبب مطالعه این رسوبات از لحاظ شرایط جغرافیائی گذشته اهمیت زیادی دارد. پژوهشگران اقیانوس‌ها با سوندهای مخصوص که شبیه لوله است و با فشاری که از طریق انفجار حاصل می‌شود ستونی از رسوبات اعماق را بضخامت حدود ۲۰ متر به سطح کشتی کشیده و بررسی می‌کنند. و از بررسی نمونه‌ای از رسوبات کف اقیانوس اطلس در منطقه استوائی اطلاعاتی بشرح زیر بدست آمده است.

بین ۷۰ الی ۱۵۰ هزار سال پیش آب سطح اقیانوس گرم بوده زیرا در رسوبات مربوط به این دوره بقایای جانداران گرمازی بیشتر است. در لایه‌های بالاتر حاکمیت با بقایای جانداران سرمازی می‌باشد که با آخرین دوره یخچالی یعنی وورم همزمان است. این شرایط تا حدود یازده هزار سال پیش از این ادامه داشته است.

رسوبات منطقه فلات قاره بیشتر مورد مطالعه قرار می‌گیرد. زیرا برای بهره‌برداری از منابع نفت و گاز در این منطقه حفاریهای زیادی صورت می‌گیرد که از این طریق نیز اطلاعات مهمی از سرگذشت زمین بدست می‌آید.

فصل سوم

ویژگیهای فیزیکی و شیمیائی آب اقیانوسها

آب تنها جسم طبیعی است که در شرایط معمولی به سه شکل جامد، مایع و بخار پیدا می‌شود، فراوان‌ترین نوع آن به شکل مایع می‌باشد که ویژگیهای شایان توجه دارد.

آب ظرفیت زیادی برای جذب گرما دارد، برای تغییر شکل از حالت جامد به مایع هر گرم آن ۸۳ کالری و برای تبخیر، یعنی تغییر شکل از حالت مایع به بخار هر گرم آن ۵۷۳ کالری حرارت لازم دارد.

گرم شدن و سرد شدن آن خیلی تدریجی صورت می‌گیرد و از اینرو نقش اقیانوسها و دریاها در تعدیل و تنظیم حرارت سطح زمین فوق‌العاده مهم است. ویژگی قابل توجه دیگر آب در قدرت حلالیت آن است که از هر مایع دیگر بیشتر می‌باشد.

وزن مخصوص آب خالص تابع شرایط دمای محیط است ولی برخلاف سایر اجسام تغییرات آن نسبت به تغییرات درجه حرارت همیشه تابع نزولی نیست. آب خالص در ۴/۰۸ درجه سانتیگراد به حداکثر وزن ممکن می‌رسد (یک گرم بر سانتی متر مکعب). کاهش یا افزایش درجه حرارت از این حد، هر دو سبب کم شدن وزن مخصوص می‌گردد. به علت این پدیده غیر عادی انجماد آب با افزایش حجم مخصوص^۱ همراه است و به همین سبب در روی آب شناور می‌ماند. ولی در آب دریا که حاوی مقداری املاح است، وزن مخصوص تا نقطه انجماد افزایش می‌یابد.

نقطه انجماد آب دریا خود تابع درجه شوری است، به این سبب نقطه انجماد آب دریا از نقطه انجماد آب خالص پائین‌تر است در نتیجه، آب دریا به هنگام یخ بستن به قدری سنگین می‌شود که به اعماق فرو می‌رود. این پدیده در پیدایش جریانهای اقیانوسی نقش مهمی دارد. قابلیت فشرده شدن (تراکم) آب زیاد نیست ولی اگر این قابلیت را نداشت سطح اقیانوسها حدود سی متر بالاتر از حد فعلی بود.

۱ - حجم مخصوص که عکس وزن مخصوص می‌باشد برای آب خالص در حرارت ۴/۰۸ درجه برابر واحد (یک سانتیمتر مکعب) است، حجم مخصوص آب با افزایش یا کاهش حرارت زیادتر می‌شود.

نمکهای محلول در آب دریا

آب دریا به قدری شور است که قابل خوردن و زراعت نیست. علت این شوری وجود نمکهای مختلف بخصوص نمک طعام (کلرور سدیم) می باشد.

اقیانوس شاید تنها جایی باشد که بتوان تمام عناصر را در آن یکجا پیدا کرد. از عناصر ساده بیش از شصت نوع آن در آب اقیانوس شناخته شده و احتمال وجود بقیه چندان بعید بنظر نمی رسد. مقدار بعضی از عناصر در آب دریا به قدری ناچیز است که به طور مستقیم تشخیص داده نمی شود. ولی وجود آنها در اندام جانوران دریا ثابت شده است.

وزن کل املاح موجود در آب اقیانوسها را حدود $10^{16} \times 5$ تن برآورد کرده اند. این املاح می تواند تمام سطح کره زمین را به ضخامت ۴۵ متر بپوشاند و اگر فقط روی قاره ها قرار گیرد ضخامت آن به ۱۵۳ متر خواهد رسید.

عناصر شناخته شده و وزن هر یک از آنها (برحسب تن) در محتوای یک مایل مکعب از آب اقیانوس به شرح زیر می باشد:^۱

۱ اکسیژن	۳۶۰۴۰۰۰۰۰	تن	۱۸ روبیدیم	۵۰۵	تن
۲ هیدروژن	۴۵۴۴۰۰۰۰۰	»	۱۹ فسفر	۲۹۵	»
۳ کلر	۷۹۹۱۰۰۰۰	»	۲۰ ید	۲۱۰	»
۴ سدیم	۴۴۲۰۰۰۰۰	»	۲۱ اندیم	۸۴	»
۵ منیزیم	۵۴۷۰۰۰۰	»	۲۲ روی	۴۲	»
۶ گوگرد	۳۷۸۶۰۰۰	»	۲۳ آهن	۴۲	»
۷ کلسیم	۱۶۷۹۰۰۰	»	۲۴ آلومینیم	۴۲	»
۸ پتاسیم	۱۵۹۹۰۰۰	»	۲۵ مولیبدن	۴۲	»
۹ برم	۲۷۳۰۰۰	»	۲۶ باریم	۲۶	»
۱۰ کربن	۱۲۷۹۰۰	»	۲۷ سرب	۱۲	»
۱۱ استرونیسم	۳۳۶۶۰	»	۲۸ قلع	۱۲	»
۱۲ بور	۲۰۱۸۰	»	۲۹ مس	۱۲	»
۱۳ سیلیس	۱۲۶۲۰	»	۳۰ آرسنیک	۱۲	»
۱۴ فلونور	۵۴۷۰	»	۳۱ پروتاکتینیم	۱۲	»
۱۵ آرگون	۲۵۲۵	»	۳۲ سلنیم	۱۲	»

»	۸/۲	۳۳ وانادیم	»	۲۱۰۰	»	۱۶ ازت
»	۸/۴	۳۴ منگنز	»	۸۴۰	»	۱۷ لیتیم
تن	۰/۹۴۰	۴۹ گزنون	تن	۴/۲	»	۳۵ تیتانیم
»	۰/۵۶۵	۵۰ ژرمانیوم	»	۲/۹	»	۳۶ توریم
»	۰/۵۱۸	۵۱ کادمیوم	»	۲/۱	»	۳۷ سزیم
»	۰/۴۷۰	۵۲ کروم	»	۲/۱	»	۳۸ اتیموان
»	۰/۳۷۷	۵۳ اسکاندیم	»	۲	»	۳۹ کوبالت
»	۰/۲۸۰	۵۴ جیوه	»	۲	»	۴۰ نیکل
»	۰/۲۸۰	۵۵ گالیم	»	۱/۶	»	۴۱ سریم
»	۰/۹۳	۵۶ تلوریم	»	۱/۲	»	۴۲ ایتیریم
»	۰/۰۴۷	۵۷ نیوبیم	»	۱/۲	»	۴۳ نقره
»	۰/۰۴۷	۵۸ هلیم	»	۱/۲	»	۴۴ لانتانوم
»	۰/۰۳۸	۵۹ طلا	»	۱/۲	»	۴۵ کریپتون
»	۰/۰۰۰۳	۶۰ رادیم	»	۱/۲	»	۴۶ نتون
»	۰/۰۰۰۰۰۰۰۹	۶۱ رادون	»	۱/۸۸۵	»	۴۷ بیسموت
			»	۰/۹۴۰	»	۴۸ تنگستن

بدیهی است بیشتر این عناصر به صورت ترکیب در آب اقیانوس وجود دارد. اگر یک کیلوگرم از آب اقیانوس با درجه شوری متوسط تبخیر شود املاح ته نشین شده ۳۵ گرم خواهد بود که املاح عمده آن از حیث وزن به شرح زیر می باشد^۱:

۲۷/۲۱۳ گرم	کلور سدیم
۳/۸۰۷ گرم	کلور منیزیم
۱/۶۵۸ گرم	سولفات منیزیم
۱/۲۶۰ گرم	سولفات کلسیم
۰/۸۲۳ گرم	سولفات پتاسیم
۰/۱۲۳ گرم	کربنات کلسیم
۰/۰۷۶ گرم	برمور منیزیم

به طوری که دیده می شود کلرور سدیم به تنهایی ۷۷ درصد املاح آب اقیانوس را تشکیل می دهد. بنابراین اقیانوسها را می توان مخازن عظیم نمک به حساب آورد.

مهمترین ویژگی آب اقیانوس داشتن ترکیب ثابت است. یعنی با وجود اینکه درجه شوری برحسب زمان و مکان تغییر می کند، مقدار نسبی عناصر اصلی تقریباً ثابت می ماند.

اقیانوس شناسان از این ویژگی برای تعیین درجه شوری مطلق آب استفاده می کنند و در هر نقطه، تنها مقدار یکی از عناصر اصلی (معمولاً کلر) را اندازه می گیرند.

املاح و عناصر دیگری در آب اقیانوس وجود دارد که مقدار نسبی آنها در آب ثابت نیست مهمترین آنها فسفاتها، نتراتها، نیتريت ها، سیلیکاتها، مس، آهن، روی و منگنز است. این املاح را که به مصرف تغذیه پلانکتونها می رسد. «املاح تغذیه ای» می گویند.

درجه شوری آب اقیانوسها

منظور از درجه شوری، وزن تمام نمکهای موجود در یک لیتر آب اقیانوس در هر نقطه می باشد.

برای تعیین درجه شوری، روشهای غیر مستقیم مختلفی وجود دارد با استفاده از جدول مخصوص می توان از وزن مخصوص آب دریا و یا از مقدار کلر استفاده کرد. قابلیت هدایت الکتریکی آب و میزان انکسار نور در آن با میزان درجه شوری نسبت مستقیم دارد. از این دو ویژگی نیز می توان برای محاسبه درجه شوری آب دریا استفاده کرد.

پراکندگی درجه شوری در آبهای سطحی اقیانوسها

درجه شوری در آبهای سطحی اقیانوسها در همه جا یکسان نیست بلکه برحسب زمان و مکان تغییر می کند. در قسمت اعظم آبهای سطحی اقیانوس حدود تغییرات بین ۳۳ تا ۳۷ در هزار و حد متوسط ۳۵ در هزار است. در سواحل و بعضی نقاط در اثر عوامل مختلف درجه شوری آبها از حدود فوق تجاوز می کند.

به طور کلی درجه شوری در سطح اقیانوسها از استوا تا برگشتگاهان (مدار رأس السرطان و رأس الجدی) افزایش یافته و سپس به طرف قطبها کاهش می یابد.

در اقیانوس اطلس در اطراف برگشتگاهان درجه شوری خیلی زیاد است در نیم کره شمالی بین قاره آفریقا و خلیج مکزیک در یک منطقه وسیع درجه شوری به ۳۷ در هزار می رسد. در نیم کره جنوبی بین مدار ۱۵ و ۲۰ درجه از سواحل برزیل تا وسط اقیانوس درجه شوری از ۳۷ در هزار هم قدری بیشتر است.

در اقیانوس کبیر هم شورترین آبها در حدود برگشتگاهان دیده می شود، ولی به طور کلی درجه شوری در این اقیانوس نسبت به اقیانوس اطلس کمتر است. در وسط اقیانوس کبیر در نزدیکی مدار رأس السرطان درجه شوری آب ۳۶ در هزار و اطراف مدار رأس الجدی ۳۶/۵ در هزار می باشد.

در اقیانوس هند نیز درجه شوری ماکزیمم در نزدیکی مدار ۱۵ درجه شمالی و ۳۰ درجه جنوبی مشاهده می شود.

کاهش درجه شوری از برگشتگاهان به طرف قطبها، در نیم کره جنوبی خیلی منظم است، در هر سه اقیانوس از مدار ۴۰ درجه به بعد درجه شوری آبها از حد متوسط کمتر بوده و بتدریج تا ۳۳ در هزار در نزدیکی خشکی قطب جنوب کاهش می یابد برعکس در نیم کره شمالی تغییر درجه شوری چنین نظمی را نشان نمی دهد.

در منطقه استوایی نیز از لحاظ درجه شوری بین اقیانوسها تفاوتی وجود دارد. در اقیانوس کبیر آبهای اطراف استوا نسبت به اقیانوس اطلس و هند نمک کمتری دارد و مقدار آن از ۳۵ در هزار تجاوز نمی کند در صورتی که در اقیانوس اطلس و هند در مناطق هم عرض درجه شوری به ۳۶ در هزار می رسد.

در اقیانوس منجمد شمالی آبها نسبت به سایر اقیانوسها کمتر شور است، در قسمت اعظم آن درجه شوری حدود ۲۵ در هزار است. حداکثر درجه شوری کمتر از ۳۰ در هزار بوده و حداقل آن به ۲ در هزار می رسد.

در این اقیانوس ناچیز بودن میزان تبخیر و آب زیاد رودخانه های بزرگ آسیا و همچنین آب شیرینی که در اثر ذوب یخها به آن اضافه می شود، عوامل اصلی کاهش درجه شوری است. بارش زیاد به سبب وجود فشار کم، در منطقه استوا درجه شوری را پائین می آورد علاوه بر آن آسمان در بیشتر اوقات ابری است و از شدت تبخیر می کاهد.

در اطراف برگشتگاهان شدت تبخیر و کمی باران سبب افزایش درجه شوری آبها است. آب رودخانه ها و همچنین جریانهای سرد باعث کم شدن درجه شوری در بعضی از سواحل می شود.

تغییرات درجه حرارت و بارش در عرض سال باعث تغییر درجه شوری آبهای اقیانوسها در فصول مختلف می گردد.

به طور کلی در اقیانوسها درجه شوری تابع میزان تبخیر است. (شکل ۱-۳) در هر ناحیه تبخیر زیاد باشد درجه شوری آب نیز زیاد خواهد بود، بدیهی است درجه گرما، باد، و میزان ابری بودن هوا و بالاخره باران عواملی است که در میزان تبخیر یک ناحیه تأثیر دارد. از اینرو در روی درجه شوری آب اقیانوسها نیز به طور غیر مستقیم مؤثر خواهد بود.



شکل ۱-۳- حد متوسط درجه شوری آبهای سطحی (—) و میزان تبخیر
پس از کسر بارش (.....) برای تمام اقیانوسها «۲۸»

پراکندگی درجه شوری در دریاهای کناری و داخلی

درجه شوری در دریاهای کناری و داخلی به موقعیت جغرافیائی، میزان ارتباط با اقیانوسها و یا سایر دریاها و به تعداد و بده (دبی) رودخانه‌هایی که به آن می‌ریزد بستگی دارد. در قسمت اعظم دریای بالتیک درجه شوری حدود ۱۰ در هزار بوده و در مقابل دهانه رودخانه‌ها آب دریا تقریباً شیرین است. در این دریا تمام عوامل برای کاهش درجه شوری (تبخیر کم، بارش زیاد و رودهای بزرگ) وجود دارد.

برعکس در دریای سرخ درجه شوری از حد متوسط خیلی زیادتر است. زیرا این دریا در کم باران‌ترین مناطق واقع شده و نه تنها رودی به آن نمی‌ریزد بلکه شدت تبخیر نیز زیاد است. در دریای سرخ درجه شوری از شمال به جنوب کاهش می‌یابد (در خلیج سوئز ۴۳ در خلیج عقبه ۴۱ و در باب‌المندب ۳۵ در هزار).

در خلیج فارس شرایط اقلیمی برای افزایش درجه شوری مناسب است اگرچه آبهای اروند رود و کارون باعث کاهش آن در شمال می‌شود (۳۵ در هزار)، ولی درجه شوری در بخش مرکزی در زمستان ۴۸ در هزار است^۱ حتی در ناحیه قطر و ابوظبی به ۱۰۰ در هزار هم می‌رسد^۲. در خلیج مکزیک با وجود آبهای می‌سی‌سی‌پی، به علت تبخیر شدید، درجه شوری از حد متوسط بیشتر است (حدود ۳۶ در هزار) در دریاهای کناری غرب اقیانوس آرام آب رودخانه‌های آسیا عامل اصلی در کاهش درجه شوری می‌باشد (دریای زرد ۳۰ در هزار). در قسمت شرقی دریای مدیترانه بین مصر و قبرس درجه شوری به ۳۹ در هزار می‌رسد.

درجه شوری در دریای آدریاتیک به طرف شمال کاهش یافته در دلتای رود پو حدود ۳۳ در هزار است.

در دریای اژه نیز به طرف شمال درجه شوری کاهش می یابد. موقعیت دریای مرمره و دریای سیاه نیز برای کاهش درجه شوری مساعد است درجه شوری در این دریاها کمتر از حد متوسط می باشد. در قسمت اعظم دریای سیاه درجه شوری در حدود ۱۸ در هزار و در دریای آزوف و دهانه رودها بین ۷ الی ۱۰ در هزار است.

تغییرات درجه شوری در اعماق

اگر بعضی از دریاها کناری و داخلی را استثنا کنیم در اعماق درجه شوری آبها از ۳۵ در هزار زیاد دور نمی شود.

در هر نقطه اگر درجه شوری آب در قسمتهای سطحی اقیانوس از حد متوسط زیاد باشد به طرف اعماق کاهش می یابد و برعکس در نقاطی که درجه شوری در سطح از حد متوسط کمتر است به طرف اعماق افزایش خواهد یافت.

مثلاً در حوضه قطب شمال به طور متوسط درجه شوری آبها در سطح ۲۲، در عمق ۱۰۰ متری ۳۴ و در عمق ۱۰۰۰ متری ۳۵ در هزار است.

در اقیانوس اطلس در ۲۴ درجه عرض شمالی و ۵۴ درجه طول غربی (نزدیک مدار رأس السرطان) درجه شوری در سطح ۳۷ در ۴۰۰ متری ۳۶ و در ۸۰۰ متری ۳۵ در هزار است پس از آن تا اعماق زیاد تغییری در آن دیده نمی شود.

تغییرات درجه شوری به طرف اعماق در دریاها کناری و داخلی نیز تابع همین قانون می باشد ولی یکنواختی و نظمی که در اقیانوسها دیده می شود در آنها وجود ندارد. زیرا عمق اغلب دریاها کناری و داخلی از ۲۰۰-۳۰۰ متر بیشتر نیست و در دریاها عمیق تر نیز آبهای عمقی با اقیانوسها ارتباط ندارد.

از لحاظ تغییر درجه شوری نسبت به عمق، دریای سرخ در یک حالت استثنائی دارد. در قسمت جنوبی این دریا درجه شوری در سطح ۳۷ در هزار است در عمق ۱۰۰ متری به ۴۰ و از ۱۰۰ الی ۱۰۰۰ متر به ۴۰/۶ در هزار افزایش می یابد علت این بی قاعدگی جریان آبهای اقیانوس هند است که با شوری کمتر بر روی آبهای شور و سنگین دریای سرخ می آید.

گازهای محلول در آب دریا

در آب دریا گازهای مختلفی به صورت محلول وجود دارد که مهمترین آنها اکسیژن است.

حیوانات دریا برای تنفس از اکسیژن محلول در آب استفاده می‌کنند. بجز اعماق چند دریا وجود جانوران در تمام نقاط مشاهده شده لذا اکسیژن نیز در تمام قسمت‌های دنیای اقیانوس وجود دارد ولی مقدار آن در همه جا بیک اندازه نیست.

آب، اکسیژن را از هوا دریافت می‌کند در قسمت سطحی به علت اختلاط با هوای مجاور میزان اکسیژن همیشه زیاد است. علاوه بر آن، اکسیژنی که گیاهان دریا ضمن عمل فتوسنتز دفع می‌کنند در آب حل می‌شود. گیاهان در آب‌های کم عمق تا جایی که نور خورشید نفوذ دارد زندگی می‌کنند و امواج حداکثر تا عمق دویست متری می‌توانند آب را بهم بزنند. بنابراین اکسیژن اعماق زیاد از طریق دیگر تأمین می‌شود طریق معلوم برای اعماق متوسط جریانهای عمقی است که آب اشباع شده از اکسیژن را به آنجا می‌رساند. برای اعماق بیشتر نظریه‌هایی بیان شده، ولی موضوع هنوز مورد بحث دانشمندان می‌باشد.

اطلاع از میزان اکسیژن در اعماق و بررسی تغییرات آن علاوه بر اهمیتی که در زیست‌شناسی دریاها دارد از نقطه نظر مطالعه جریانهای عمقی نیز ضروری است.

آب تا یک حد معینی می‌تواند گاز اکسیژن را به صورت محلول در خود نگهدارد. میزان اشباع با افزایش درجه حرارت همچنین درجه شوری آب کاهش می‌یابد. مثلاً یک لیتر آب دریا با درجه شوری متوسط در صفر درجه حرارت می‌تواند حداکثر $11/3$ میلی‌گرم اکسیژن به صورت محلول داشته بشد ولی همان آب اگر حرارت آن به 20 درجه برسد فقط قادر به نگهداری $7/4$ میلی‌گرم اکسیژن است لذا میزان اکسیژن تابعی از تغییرات درجه حرارت می‌باشد. بنابراین میزان اکسیژن در آب‌های سطحی اقیانوس نیز نسبت به فصول متغیر خواهد بود. در سطح اقیانوس مقدار اکسیژن محلول به طور کلی از قطبین به طرف استوا کاهش می‌یابد. در مناطق قطبی آبها از طرفی به علت سرما و از طرف دیگر در اثر پائین بودن درجه شوری، به حالت فوق اشباع از اکسیژن می‌باشد.

کاهش میزان اکسیژن از سطح به طرف اعماق طبیعی است ولی به سبب وجود جریانهای عمقی بی‌نظمی‌هایی دیده می‌شود. مثلاً در مناطق قطبی تا عمق 1500 متری میزان اکسیژن محلول در آب، کاهش می‌یابد ولی در لایه‌ای از این عمق به پائین دوباره افزایشی در میزان آن مشاهده می‌شود.

علاوه بر اکسیژن، گازهای دیگری از قبیل آزت، گاز کربنیک و آرگون نیز در آب دریاها وجود دارد. بعضی از دریاها از یک عمق معین به پائین فاقد اکسیژن است. مثلاً در دریای سیاه از عمق $180-200$ متر به پائین تنها گاز آزت و هیدروژن سولفور در آب وجود دارد.

وزن مخصوص آب اقیانوسها

وزن یک سانتیمتر مکعب آب خالص در $4/08$ درجه حرارت برابر یک گرم است که آن را وزن مخصوص آب می‌گویند. وزن مخصوص آب دریا به سبب وجود املاح، همیشه از وزن مخصوص آب خالص بیشتر است.

وزن مخصوص آب دریا در صفر درجه حرارت «وزن مخصوص نرمال» نامیده می‌شود. به طور کلی وزن مخصوص آب دریا تابع حرارت و درجه شوری است. آب دریا هر قدر سردتر شود وزن مخصوص آن افزایش می‌یابد. همین طور افزایش درجه شوری نیز سبب افزایش وزن مخصوص می‌گردد.

وزن مخصوص متوسط آبهای سطحی دریا در حدود $1/025$ است معمولاً برای نشان دادن وزن مخصوص آب دریا دو رقم سمت راست را می‌نویسند.

در دریاهای کناری و داخلی بسته به موقعیت جغرافیایی و شرایط محلی وزن مخصوص متفاوت است. مثلاً در دریای سرخ وزن مخصوص آب بین 25 الی 28 می‌باشد ولی در دریای بالتیک بیش از 4 نیست.

افزایش نسبی وزن مخصوص باعث حرکات کنوکسیون می‌شود که در جریانهای دریایی نقش مهمی دارد.

برای اندازه‌گیری وزن مخصوص آب دریا از ترازوهای مخصوص و از دستگاههایی موسوم به پیکنومتر^۱ استفاده می‌نمایند برای تعیین وزن مخصوص نرمال بایستی درجه حرارت نیز همزمان اندازه‌گیری شود.

رنگ و شفافیت آب دریا

رنگ طبیعی دریا آبی است ولی به سبب وجود عناصر آلی و مواد معدنی در نواحی مختلف به رنگهای سبز، زرد و سرخ نیز دیده می‌شود.

رنگ آب دریا در عرض‌های بلند متمایل به سبز است این رنگ به علت وجود پلانکتون‌های نوع دیاتمه می‌باشد. رنگ زرد در اثر وجود مواد تخریبی است که معمولاً در دهانه رودهای بزرگ دیده می‌شود.

در دریای سرخ و خلیج کالیفرنیا وجود نوعی آلگ رنگ آب را مایل به سرخ نشان می‌دهد، به موازات این عوامل انعکاس رنگ آسمان هم رنگ آب دریا را تغییر می‌دهد.

شفافیت آب دریا به مقدار نفوذ اشعه خورشید در آب بستگی دارد. آزمایشها نشان می‌دهد که در یک متر عمق، نصف اشعه جذب می‌شود. تأثیر طیف سبز تا ۵۰۰ متر و طیف بنفش تا ۱۵۰۰ متر است. شفافیت آب دریا در نزدیکی سواحل بخصوص در نزدیکی مصب رودخانه‌ها به مقدار قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد.

برای اندازه‌گیری شفافیت آب دریا از یک صفحه سفید گرد، به قطر ۳۰ سانتی‌متر که به سر طنابی بسته شده و وزنه‌ای بدان متصل است استفاده می‌شود. این صفحه را به نام مخترع آن صفحه سشی^۱ می‌نامند. صفحه سشی را در آب غوطه‌ور کرده و با دوربین مخصوص به داخل آب نگاه می‌کنند. اندازه عمقی که صفحه بعد از آن قابل رویت نیست میزان شفافیت آب می‌باشد. برای اندازه‌گیری شفافیت آب از لامپ و همچنین کاغذهای حساس عکاسی هم استفاده می‌کنند.

حرارت آب اقیانوسها

حرارت آب اقیانوسها یک ویژگی فیزیکی است که در نتیجه تبادل حرارت با محیط مجاور حاصل می‌شود. در آب نیز مثل سایر اجسام چگونگی تبادل حرارت به «گرمای ویژه» و قابلیت هدایت آن بستگی دارد.

آب برای گرما، هادی خوبی نیست. انتقال گرما به وسیله جابجائی صورت می‌گیرد. گرمای ویژه آب اقیانوس زیاد است بدان سبب گرم شدن و سرد شدن آن به کندی صورت می‌گیرد و از اینرو اختلاف درجه حرارت روزانه و سالانه آب اقیانوسها نسبت به قاره‌ها خیلی کمتر است. اختلاف درجه حرارت متوسط روزانه در اقیانوس بیش از یک درجه نیست. اختلاف سالانه نیز بین ۵ الی ۱۰ درجه می‌باشد، ولی در دریاهاى داخلی و خلیج‌ها به‌طور استثنائی حد تغییرات بیشتر است.

در اقیانوسها لایه سطحی آب است که گرم و سرد می‌شود و مه‌ل خشکیها منبع حرارت آب اقیانوسها نیز انرژی حرارتی خورشید است بنابراین در فصول مختلف میزان حرارت آب متفاوت خواهد بود.

باد با ایجاد جریانها و امواج انتقال حرارت را در سطح و عمق آب ممکن می‌سازد. قسمتی از حرارت جذب شده به وسیله تبخیر به اتمسفر منتقل می‌شود. در فصل تابستان با وجود سرد بودن آب اقیانوس نسبت به هوای مجاور اختلاف درجه حرارت بین این دو محیط چندان زیاد نیست. ولی در زمستان آب گرمتر از هوا بوده و اختلاف نیز بیشتر است. این اختلاف

بخصوص در دریا‌های کناری و داخلی به ۲۰ الی ۲۸ درجه و در آبهای قطبی به ۳۵ درجه می‌رسد.

پراکندگی درجه حرارت در آبهای سطحی اقیانوسها

حرارت آبهای سطحی بین حدود ۳۵ درجه (حداکثر) و ۲- درجه سانتیگراد (حداقل) تغییر می‌یابد.

پراکندگی درجه حرارت در آبهای سطحی اقیانوسها، نحوه توزیع عمومی انرژی خورشید را در سطح کره زمین منعکس می‌کند ولی اختلافهای محلی زیادی وجود دارد که به عوامل دیگر مربوط می‌شود لذا تنها می‌توان یک تصویر کلی از چگونگی توزیع حرارت را در آبهای سطحی نشان داد.

تغییر درجه حرارت متوسط سالانه در آبهای سطحی اقیانوسها برحسب عرض جغرافیایی در جدول زیر نشان داده شده است:

نیمکره شمالی

۷۰-۶۰	۵۰-۴۰	۳۰-۲۰	۱۰-۰
اقیانوس اطلس:			
۴/۲ درجه سانتیگراد	۱۲/۹	۲۶/۹	۲۲/۸
اقیانوس اکبیر:			
-	۲۰	۲۳/۴	۲۷/۲
اقیانوس هند:			
-	-	۲۷/۱	۲۷/۸

نیمکره جنوبی

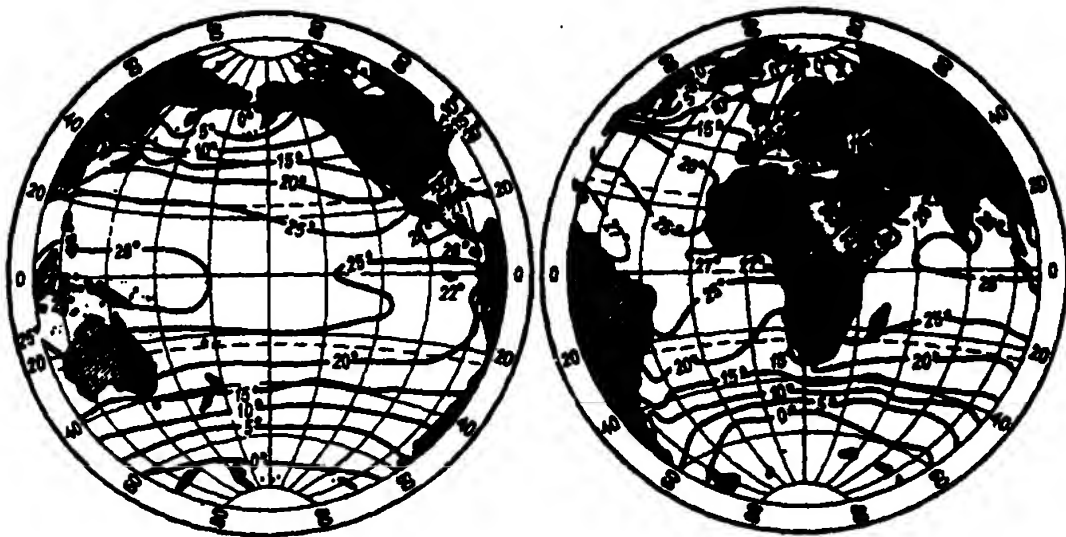
۷۰-۶۰	۵۰-۴۰	۳۰-۲۰	۱۰-۰
اقیانوس اطلس:			
۱/۳ درجه سانتیگراد	۹/۴	۲۱/۲	۲۵/۸
اقیانوس کبیر:			
-۱/۳	۱۱/۱	۲۱/۵	۲۶
اقیانوس هند			
-۱/۵	۸/۶	۲۲/۵	۲۷/۴

به طوری که در این جدول دیده می شود درجه حرارت از استوا به طرف قطبین کاهش می یابد .

نکته خیلی جالب این است که در هر سه اقیانوس حداکثر حرارت در شمال خط استوا دیده می شود و به عبارت دیگر استوای حرارتی اقیانوسها با استوای جغرافیایی کره زمین یکی نیست. این وضع تأثیر زیادی در روی جریانهای اقیانوس و دیگر پدیده های منطقه استوا دارد . نکته دیگر سرد بودن آبهای نیمکره جنوبی نسبت به آبهای نیمکره شمالی است. علت آن عدم یکنواختی در پراکندگی قاره ها در سطح کره زمین و شکل آنها می باشد که جریانهای گرم را بیشتر به سمت شمال برمی گرداند .

همچنین وجود توده عظیم یخ در خشکی قطب جنوب که یک منبع سرمای فوق العاده بزرگ است در این امر بی تأثیر نیست .

بررسی خطوط همدمای تابستان و زمستان نشان می دهد که استوای حرارتی اقیانوسها ثابت نیست و برحسب موقعیت خورشید در افق، تغییر مکان می دهد ولی بجز در چند نقطه محدود، استوای حرارتی هیچگاه به جنوب خط استوا نمی رسد .



شکل ۲-۳- حرارت متوسط سالانه در سطح اقیانوسها «۲۲»

تغییرات درجه حرارت آب در اعماق

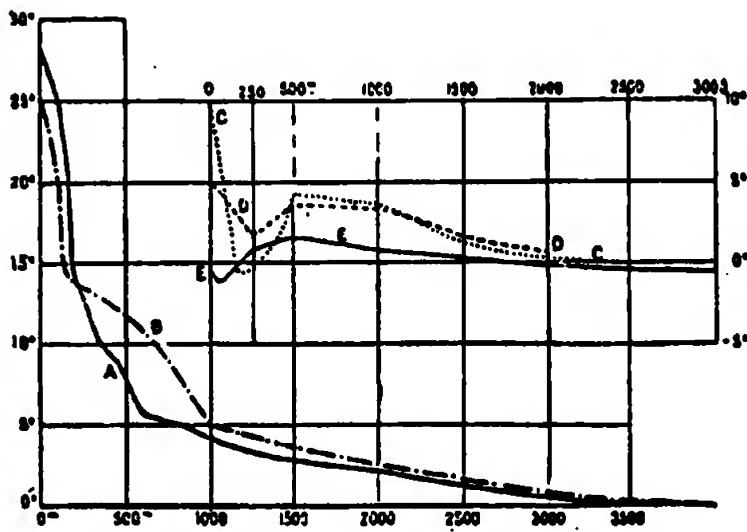
نفوذ حرارت خورشید در اقیانوسها محدود به لایه های سطحی است و انتشار آن بیشتر به وسیله تلاطم امواج و جریانها صورت می گیرد. در برخی از دریاها داخلی مناطق گرم که از

تأثیر جریانهای اقیانوسی به دور هستند حرارت خورشید در زمان آرامش دریا به اعماق بیشتری نفوذ می‌کند ولی اثر آن در مناسب‌ترین شرایط بیشتر از صدمتر نیست.

آب اعماق بیش از دو هزار متر تقریباً بی‌حرکت است بدین سبب اعماق بیش از دو هزار متر دارای گرمای ثابت می‌باشد.

درجه حرارت آب اقیانوسها به‌طور کلی از سطح به عمق کاهش می‌یابد سرعت این کاهش در آبهای گرم تا عمق ۲۰۰ الی ۲۵۰ متری خیلی زیاد است. و پس از آن تا اعماق هزار متر با سرعت کمتری این کاهش ادامه می‌یابد. از عمق هزار متر به پائین میزان کاهش حرارت خیلی کم و سرعت آن فوق‌العاده ناچیز است.

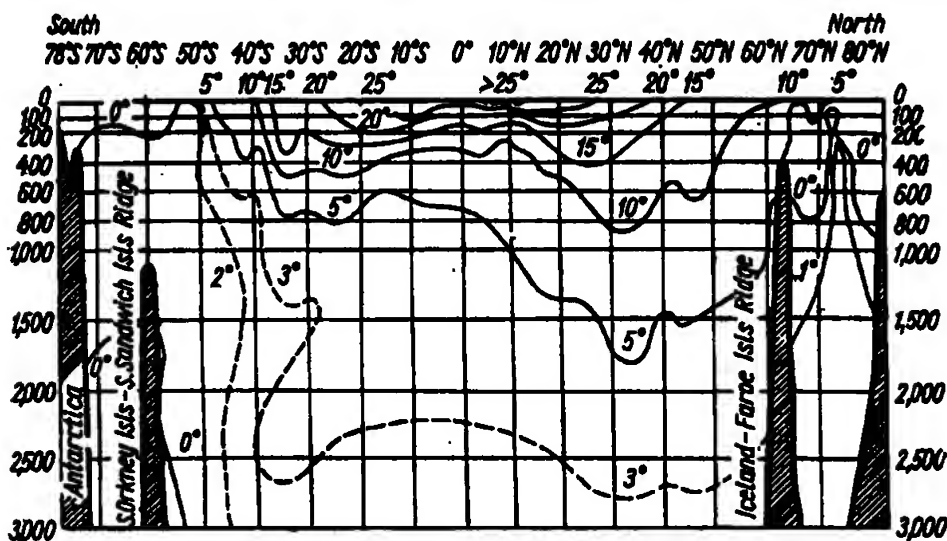
در عرضهای بلند حرارت آب به طرف اعماق پس از یک کاهش سریع دوباره افزایش می‌یابد. سپس از عمق ۵۰۰ متر دوباره تنزل می‌کند (شکل ۳-۳). این پدیده حرارت معکوس در عرضهای بلند در اثر آبهای حوضه‌های قطبی است که با وجود سرد بودن به علت درجه شوری کم، وزن مخصوص کمتری نسبت به آبهای زیرین داشته و در روی آن قرار می‌گیرند. در اطلس شمالی آبهای سطحی نسبت به آبهای سطحی اقیانوس کبیر شمالی سردتر است زیرا ارتباط اقیانوس اطلس با حوضه قطب شمال بیشتر از اقیانوس کبیر می‌باشد.



شکل ۳-۳- منحنی تغییرات درجه حرارت در اعماق اقیانوسها «۱۵»

حرارت سطحی آبها در اطراف منطقه قطب جنوب به علت وجود یخ‌های شناور از صفر درجه پائین‌تر است در اینجا به طرف اعماق حرارت آب مقداری افزایش می‌یابد ولی رویهمرفته

سردتر از آبهای اطلس شمالی است. برش حرارتی اقیانوس اطلس (شکل ۳-۴) نشان می‌دهد که آبها بین اعماق ۲۰۰ الی ۴۰۰ متری در اطراف مدار رأس‌الجدی از آبهای منطقه استوائی در همان اعماق گرمتر است این وضع در نیمکره شمالی در حدود مدار ۳۵ درجه و تا اعماق ۱۸۰۰ متر مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۴- پراکندگی درجه حرارت در اعماق اقیانوس اطلس «۲۲»

یخ در اقیانوسها

در مناطق قطبی و عرضهای بالا دو نوع یخ در آب اقیانوسها دیده می‌شود. یکی منشاء قاره‌ای داشته و به کوه یخ (آیسبرگ)^۱ معروف است، دیگر صفحات یخی^۲ می‌باشد که از انجماد آب سطح اقیانوس بوجود آمده است. به این یخ‌های دریا بانکیز^۳ گفته می‌شود.

کوههای یخ یا آیسبرگها قطعات بزرگ یخ است که از زیانه‌های یخ حاشیه یخچالهای قاره‌ای امروزی جدا شده و در آب دریا شناور شده‌اند. ابعاد کوههای یخ در اول زیاد است که به تدریج تحلیل می‌رود. ارتفاع قسمتی که از آب بیرون مانده تا پنجاه متر می‌رسد، بدیهی است که ضخامت بخش غوطه‌ور خیلی بیشتر خواهد بود.

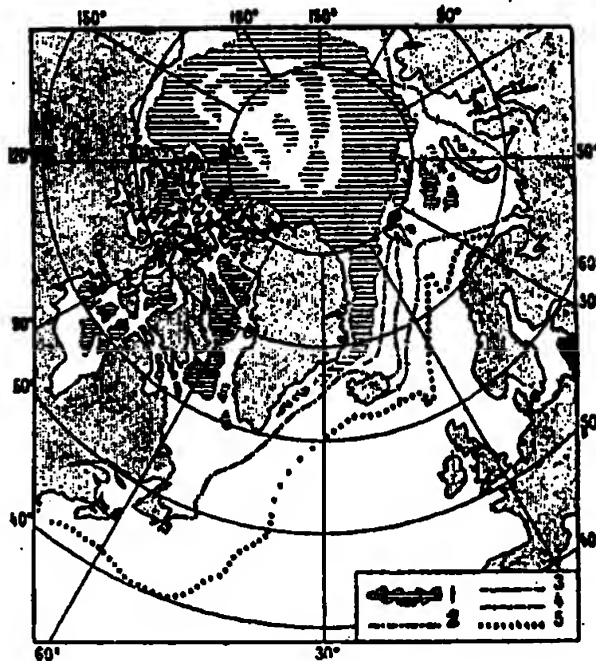
کوههای یخ در خشکی تشکیل یافته و ضمن آب شدن بطور محلی درجه حرارت و

1 - Iceberg

2 - Packice

3 - Banquise

شوری آب را تقلیل می دهند. مطالعه آنها بیشتر از نظر خطراتی است که برای کشتیها ایجاد می کنند. در اطللس شمالی آیسبرگها عمدتاً از زیانه های متعدد یخچالهای قاره ای گرینلند جدا شده و توسط جریانهای اقیانوسی لابرادو و گرینلند بموازات ساحل غربی اقیانوس تا حدود ۴۰ درجه عرض شمالی رانده می شوند. در این مناطق، که راههای دریائی اروپا و امریکای شمالی از آن می گذرد، فراوانی کوههای یخ به همراه مه غلیظ برای کشتیها خطرات زیادی دارد. سواحل شرقی اطللس شمالی (سواحل اروپا)، به سبب وجود جریان دریائی گرم گلف استریم از خطر کوههای یخ مصون می باشد. (شکل ۵-۳).



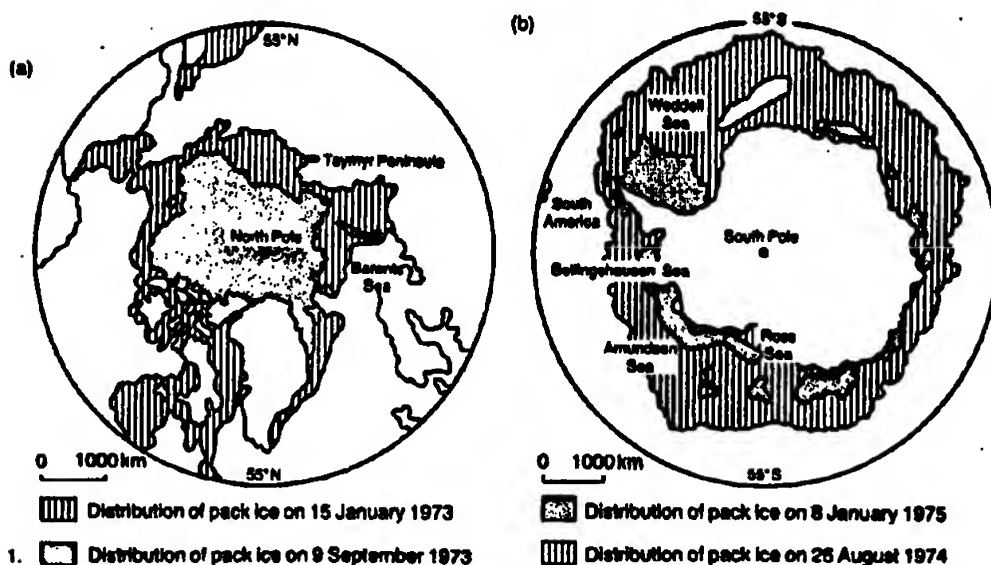
شکل ۵-۳- پراکندگی آیسبرگ و بانکیز در نیمکره شمالی «۷»

- ۱- بانکیز ثابت، ۲- حد متوسط بانکیزهای شناور، ۳ و ۴- حد مینیمم و ماکزیمم بانکیزهای شناور، ۵- حد آیسبرگها

خطر کوههای یخ در اطللس جنوبی کمتر از اطللس شمالی نیست. در اینجا قطعات بزرگ یخ توسط جریان فالکلند تا مقابل دهانه ریودولاپلاتا پیش می رود. در گذشته که کشتیها بهرادرار مجهز نبودند، در اثر برخورد با کوههای یخ هر سال خسارت و تلفات زیادی وارد می شد. غرق کشتی مسافری تیتانیک در اطللس شمالی در سال ۱۹۱۲ مشهورترین حادثه ایست که در اثر

برخورد با کوه یخ اتفاق افتاد، در این حادثه حدود ۱۵۰۰ تن خدمه و مسافری کشتی از بین رفت.

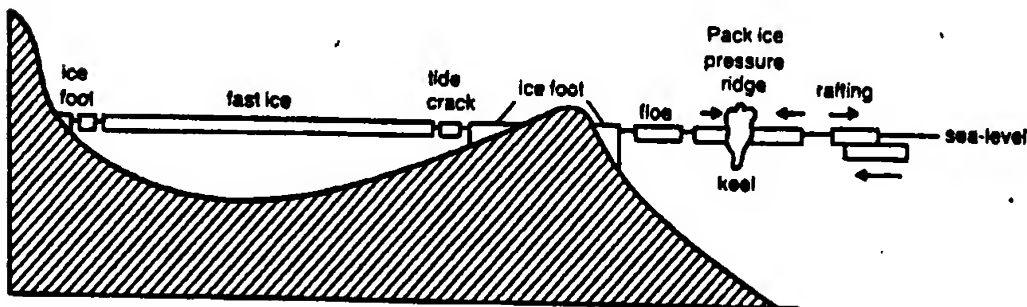
بانکیز از یخ بستن آب اقیانوس تشکیل می‌شود. انجماد آب دریا زمانی بوقوع می‌پیوندد که دمای آب به حدود $1/9^{\circ}\text{C}$ - درجه سانتیگراد تنزل کند. چنین شرایطی هر سال در وسعت قابل توجهی از مناطق قطبی شمال و جنوب ایجاد می‌شود. شکل ۶-۳ پراکندگی بانکیزها را در تابستان و زمستان نیمکره شمالی (سال ۱۹۷۳ م.) و نیمکره جنوبی (سال ۱۹۷۵ م.) نشان می‌دهد.



شکل ۶-۳- پراکندگی بانکیزها در تابستان و زمستان «۲۱»

بانکیز لایه یخی وسیع ولی کم ضخامت است که در واقع از چند لایه نازکتر تشکیل شده است. یخبندان از ساحل شروع شده و بسمت دریا توسعه می‌یابد. در وهله اول انجماد آب دریا، بلورهای کوچک یخ تشکیل شده، سپس از بهم پیوستن آنها صفحه نازکی ایجاد می‌شود، ضخامت این صفحات بیش از چند سانتیمتر نیست، با تکرار این فرایند و تشکیل صفحات دیگر بانکیز بوجود می‌آید. در اطراف مدارهای قطبی هنگامی که ضخامت یخ به حدود ۳ متر رسید، انجماد آب دریا متوقف می‌شود و بانکیز بمانند یک لایه عایق از نفوذ سرما به اعماق و یخ بستن آنها جلوگیری می‌کند. در واقع ضخامت سه متر در این مناطق یک حد تعادل می‌باشد، هرگونه ذوب یا اتلاف در سطح بانکیز با یخ بستن آب در سطح زیرین آن جبران می‌شود.

بانکیزهائی را که از یک طرف به خشکی چسبیده باشد، بانکیز ثابت^۱ می‌گویند. در حاشیه یخهای ثابت قسمتی از دریا به عرض چند کیلومتر و طول صدها کیلومتر آزاد از یخ می‌باشد که به آن شکاف جزر و مدی^۲ و یا پولینیا^۳ گفته می‌شود. به پاره یخهای شناوری که از حاشیه بانکیزهای ثابت جدا شده‌اند فلو^۴ می‌گویند. این پاره یخها ممکن است در اثر باد به روی همدیگر رانده شده و توده‌هائی به ضخامت بیش از ده متر هم تشکیل شود. به شکل‌های نامنظمی از توده‌های یخی که از قطعات شکسته و مچاله شده یخ پاره‌ها تشکیل شده است کیل^۵ یا برآمدگی ناشی از فشار^۶ گفته می‌شود. در شکل ۷-۳ اصطلاحات مربوط به بانکیزها (به زبان انگلیسی) دیده می‌شود.



شکل ۷-۳- پراکندگی انواع بانکیز در قطب شمال (سال ۱۹۷۳) «۲۱»

در حوضه قطب شمال و در دریا‌های کناری خشکی قطب جنوب قسمتی از بانکیزها دائمی هستند ولی بانکیزهائی که هر در زمستان تشکیل شده و در تابستان از بین می‌روند وسعت بیشتر دارند. این بانکیزهای فصلی اغلب بصورت یخ پاره‌های شناور (فلو) بسوی عرضهای پائین حرکت می‌کنند ولی چون ضخامت آنها کم است قبل از رسیدن به عرضهای پست از بین می‌روند.

اهمیت بانکیزها به سبب نقش مهم آنها در پیدایش جریانهای عمقی می‌باشد. شکل‌گیری بانکیز با تشکیل آبهای متراکمی همراه است که در اثر سنگینی بسوی اعماق فرو رفته و در گردش عمومی آب دریاها سهم قابل توجهی دارند. بطوریکه قبلاً اشاره شد وزن مخصوص آب دریا

1 - Fast ice

2 - tide crack

3 - Polinya

4 - floe

5 - Keel

6 - Pressure ridge

تابعی از درجه شوری و دمای آب می‌باشد. در آبهای اعماق درجه شوری حدود ۳۵ در هزار و دمای آن بین ۲+ تا ۱- می‌باشد. در آبهای مناطق گرم اگرچه درجه شوری کمی بیشتر از آبهای عمقی است ولی دمای آنها خیلی بالاست، در آبهای مناطق معتدل نیز هم درجه شوری کمتر از آبهای عمقی است و هم دمای آن بیشتر است. در عرضهای بالا و مناطق قطبی همواره درجه شوری خیلی کمتر از آبهای عمقی بوده و در شرایط معمولی دمای آن بیشتر است. باین ترتیب در همه این موارد آبهای سطحی سبک‌تر از آبهای عمقی است. ولی با یخ بستن مقداری از آب دریا ویژگی آبهای مجاور از نظر شوری و دما تغییر می‌یابد. در آبی که شوری آن ۳۵ در هزار است، اولین بلورهای یخ زمانی ظاهر می‌شود که دمای آب به ۱/۹- درجه سانتیگراد برسد، با ظاهر شدن بلورهای یخ چون با این ترتیب مقداری آب خالص بصورت یخ از آب شور جدا می‌شود، درجه شوری آن بالا خواهد رفت. برای تشکیل بلورهای جدید، چون درجه شوری افزایش یافته نقطه انجماد آبهم تغییر کرده است و می‌تواند باز هم سردتر شود، در نتیجه تداوم این فرآیند وزن مخصوص آب بحدی می‌رسد که سنگین‌تر از آبهای عمقی است و باین ترتیب یک جریان قائم منفی ایجاد می‌شود.

البته تشکیل آبهای سنگین و پیدایش جریان قائم در تمام طول سال و بدون یخبندان هم صورت می‌گیرد، باین ترتیب که آبهای شورتر عرضهای پست وقتی توسط جریانهای سطحی به مناطق قطبی می‌رسند در اثر سرد شدن و اختلاط با آبهای سرد متراکم گشته و با عمق فرو می‌روند.

بانکیز در بعضی از دریاها مانند دریای اختسک، دریای ژاپن و دریای بالتیک نیز تشکیل می‌شود که گاهی ضخامت آنها به یک متر هم می‌رسد. در سواحل شمالی دریای سیاه و دریای مازندران هم در زمستان آب دریا یخ می‌بندد.

فصل چهارم

حرکات آب دریا

امواج

سطح دریا همیشه در نوسان و حرکت است اگر در بعضی سواحل محافظت شده، دریا به حالت ساکن دیده می شود این وضع موقتی است. در اقیانوسها محلی که به طور نسبی ساکن باشد منطقه دلدورم در اطراف خط استوا می باشد .

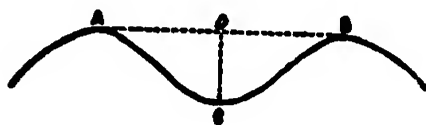
منشاء اکثر امواجی که در سطح دریا دیده می شود باد است. امواج منفرد و خطرناکی که گاهگاهی سواحل را در هم می کوبند نیروی خود را از جایی دیگر می گیرند؛ این امواج بیشتر در اثر زمین لرزه یا انفجارهای زیردریائی تشکیل می شود گاهی اختلاف فشار جو نیز امواج غول پیکری ایجاد می کند، همچنین ممکنست در اثر ریزش توده بزرگی از سنگ به داخل دریا امواج خطرناکی در ساحل تشکیل شود. اصطلاح علمی امواج منفرد لغت ژاپنی «تسونامی»^۱ است گاهی به آنها «موج کشندی»^۲ و یا موج طوفانی نیز می گویند .

امواج حاصل از وزش باد به علت توسعه زیاد و نقشی که در فرسایش ساحلی دارد از نظر جغرافیائی دارای اهمیت خاصی است .

وزش باد بر سطح آب امواج کوچکی ایجاد می کند پیدایش این امواج در اثر اصطکاک نامساوی و فشار باد بر سطح آب می باشد فشار مستقیم باد بر دامنه ای از موج که در مقابل آن قرار دارد سبب رشد آن می شود .

اگر باد برای مدتی دارای سرعت یکنواخت باشد و یا پس از مدتی فروکش کند امواج با سرعت از آن جلو افتاده در حالی که دیگر تابع فشار باد نیست تا حدی شکل منظم یافته، به صورت تلاطم در می آید .

ویژگیهای یک موج با طول و ارتفاع آن مشخص می‌شود. بالاترین نقطه موج را «فراز»^۱ یا قله و پائین‌ترین نقطه بین دو فراز را «فرو»^۲ می‌نامند. فاصله میان دو فراز یا دو فرود متوالی «طول موج» و اختلاف ارتفاع میان فراز و فرود یک موج، ارتفاع آن می‌باشد. (شکل ۱-۴). زمان لازم برای عبور دو فراز متوالی از یک نقطه معین را «دوره»^۳ می‌نامند. سرعت پیشروی موج مسافتی است که موج در واحد زمان می‌پیماید.



A و B = فراز (قله موج)

C = فرود

DC = ارتفاع موج

AB = طول موج

شکل ۱-۴- مشخصات موج

در امواج منظم رابطه‌ای بین دوره، سرعت و طول موج وجود دارد که آنرا می‌توان به شکل زیر $L = CT$ نوشت که در آن L = طول موج، C = سرعت موج و T = دوره موج می‌باشد.

سرعت موج از طول آن تبعیت می‌کند هر دو عامل با همدیگر افزایش می‌یابد این نسبت را می‌توان با فرمول:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \text{ و یا } L = \frac{1}{2} T^2 C^2 \text{ (برحسب فیت و } T \text{ برحسب ثانیه)}$$

نشان داد.

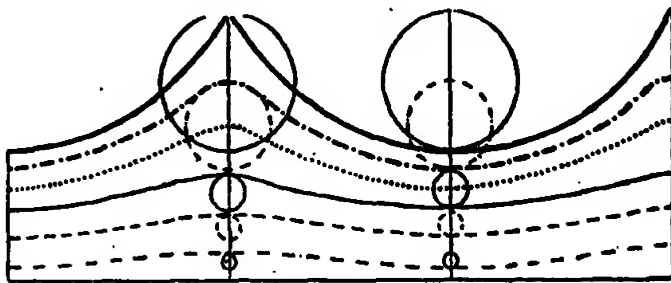
ارتفاع یک موج با طول آن نسبت کاملاً مشخصی ندارد، ولی در امواجی که منشاء آنها باد است ارتفاع موج تابع طول آن می‌باشد. به‌طور نظری یک موج نمی‌تواند ارتفاعی بیش از یک هفتم طول خود داشته باشد در غیر آن، موج ناپایدار و در حال شکستن خواهد بود. در امواج طبیعی اقیانوسها این نسبت به‌ندرت دیده می‌شود و غالباً کمتر از ۲ درصد است.

فرمول‌های فوق و نظایر آنها که از طرف آری^۱ (۱۹۴۲) و استوکس^۲ (۱۹۴۷) ارائه شده، مربوط به امواج منظمی است که در آبهای عمیق و دور از محل اصلی وزش باد دیده می‌شود. اینم امواج را «هول»^۳ می‌گویند. در تئوریهای مربوط به طور عموم، حرکات پریودیک مولکول‌های آب موضوع بحث است.

بنا به تئوری گروستنر^۴ که در سال ۱۸۰۱ ارائه شده مولکولهای آب در اثر نیروی باد در مدار دایروی حرکت می‌کند. به طوری که معلوم است مولکولهای آب با لغزیدن از روی هم می‌تواند به آسانی حرکت کند. چون یک محیط وسیع و عمیق آب مورد بحث است این حرکات به شکل استوانه دیده می‌شود.

نیمرخ موجی که در آبهای عمیق اقیانوس تشکیل شده به نیمرخ یک تروکوئید^۵ شباهت دارد. نیمرخ تروکوئید منحنی است که یک نقطه معین از پیرامون دایره، ضمن حرکت مستقیم در روی یک سطح مستوی رسم می‌نماید. در این نیمرخ رأس منحنی (فراز موج) تندتر از قسمت فرو رفته (فروود موج) می‌باشد. نیمرخ امواج به طرف اعماق به شکل تروکوئیدهائی که رفته رفته به صورت سطح در می‌آید نشان داده می‌شود. (شکل ۲-۴).

این تغییر شکل در اثر کوچک شدن قطر دوایی است که مولکول‌های آب رسم می‌کند. علت کوچک شدن دایره‌ها کاهش نیروی جنبشی ذرات در اثر افزایش نیروی اصطکاک است. اثر امواج در اعماق تا یک عمق معین محسوس است این عمق با طول موج مساوی است چون امواج با طول بیش از ۲۰۰ متر به طور استثنائی دیده می‌شود لذا اعماق بیش از ۲۰۰ متر تاحدی از اثر امواج مصون خواهد بود.



شکل ۲-۴- نیمرخ تروکوئید و تغییر شکل آن در اعماق «۲۷»

1 - Airy

2 - Stokes

3 - Houle

4 Gerstner

5 - Trochoid

اختلاف تئوری استوکس با تئوری مذکور در این است که به نظر وی، حرکات مولکولی آب به شکل دایره بسته نیست بلکه ضمن حرکات پربودیک، یک تغییر مکان جزئی در امتداد حرکت موج وجود دارد. این ویژگی در امواج هول در هوای آرام دیده می شود. علت آن تفاوت سرعت مولکولها در داخل آب و بیرون از آن است که ناشی از تغییر نیروی اصطکاک است.

در طبیعت به جای این امواج ایده آل، امواج خیلی درهم که شکلشان نیز زیاد منظم نیست مشاهده می شود. هنگامی که در روی دریا باد مدتی به طور مداوم بوزد فرورفتگی و برآمدگیهای سطح آن منظره در همی بخود می گیرد. این وضع در نتیجه نوسان مختصر جهت باد بوجود می آید.

در امواجی که به طور مستقیم در اثر باد بوجود می آید بین ارتفاع موج و سرعت باد رابطه ای وجود دارد.

اگر سرعت باد (برحسب متر بر ثانیه) به عدد $2/5$ تقسیم شود ارتفاع تقریبی موج (برحسب متر) بدست می آید.

اغلب امواج بزرگ دریا $5/5$ متر ارتفاع دارند. امواجی که ارتفاع آنها بیش از هفت متر باشد نادر هستند، امواج مرتفعی تا $18/3$ متر در وسط دریا به وسیله کشتیهای تحقیقاتی ثبت شده است ولی این امواج استثنائی است و عموماً یا بوسیله گردبادهای خیلی قوی و یا از ترکیب امواج مختلف ایجاد می شود.

شکل امواج در محل تشکیل منظم نیست علت آن تغییر جهت و همچنین تغییر نیروی باد است در موقع تشکیل، ارتفاع امواج زیاد ولی طولشان کوتاه است، همین که از محل تشکیل دور شدند بتدریج نظم گرفته فرازهای صاف و مدور می یابند و با فاصله مساوی از یکدیگر حرکت می کنند.

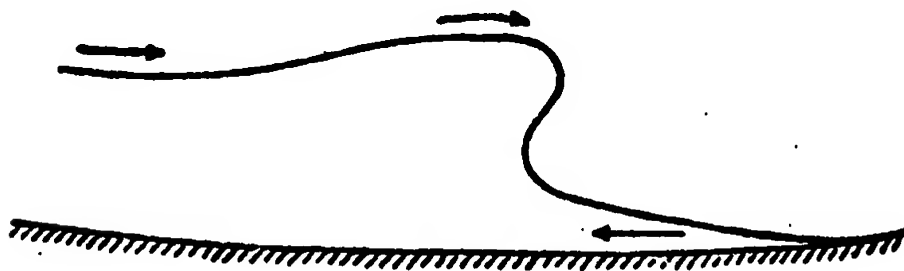
طول امواج در محل تشکیل چندان زیاد نیست. در امواج حاصل از طوفان طول موج از 250 متر تجاوز نمی کند ولی در خارج از منطقه وزش باد طول موج به 800 متر و بیشتر از آن می رسد، در مقابل ارتفاع آن کاهش می یابد. آب به آرامی در جهت امواج حرکت می کند اما سرعت آن عملاً خیلی ناچیز است موجی که دارای چنین حرکت (حرکت سینوسی) باشد در داخل محیط، ویژگی انتشار نشان می دهد. این انتشار طوری است که بنظر می آید آب به شکل استوانه هایی در یک جهت معین جلو می رود. در صورتی که آنچه حرکت می کند شکل امواج است نه توده آب.

حرکات نوسانی آب در نزدیکی ساحل به سبب کاهش عمق تغییر می یابد. از جایی که عمق آب برابر با طول موج می شود، شکل مدار حرکت مولکولهای آب از دایره به بیضی تبدیل

می شود؛ متناسب با کاهش عمق این مدار بیضی شکل خوابیده تر می شود. بدین علت در نقاط کم عمق (زمانیکه امواج خیلی کوچک هستند) حرکت آب به شکل رفت و برگشت می باشد این پدیده را در جاهائی که گیاهان دریایی وجود دارد به وضوح می توان دید.

هر موج موقع رسیدن به نزدیک ساحل در اثر اصطکاک با بستر دریا از سرعتش کاسته می گردد. امواج بعدی که بدنبال می آید بر روی موج قبلی انباشته می گردد، در نتیجه از طول موج کاسته شده تا حدی مرتفع تر و پر شیب تر می شود. سرعت حرکت مولکولها در قسمت جلو موج (به علت نیروی مالشی) کمتر شده سبب ازدیاد شیب و بالاخره شکستن موج می گردد. (شکل ۳-۴).

شکست امواج هنگامی صورت می گیرد که ارتفاع موج با دو سوم عمق آب برابر باشد. اما زمانی که بادهای شدیدی از خشکی به سوی دریا می وزد این نسبت به یک سوم کاهش می یابد.



شکل ۳-۴- نحوه شکست یک موج «۲۷»

موج نوسانی آب را در محل محدود در مدار دایره مانند به حرکت در می آورد اما آن را با خود نمی برد مگر وقتی که در نزدیکی ساحل می شکند، در این موقع توده آب به سمت ساحل به حرکت در می آید.

کاهش سرعت امواج در آب کم عمق سبب می شود که امواج به موازات ساحل به خشکی برسد. امواج در آبهای عمیق ممکن است با زاویه زیادی نسبت به ساحل حرکت نمایند ولی نزدیکترین قسمت موج به ساحل، زودتر به آب کم عمق رسیده از سرعت آن کاسته می شود، در نتیجه حرکت امواج موقع رسیدن به خشکی، به موازات ساحل می باشد.

تغییر شکل امواج در سواحل بلند به طریق دیگر است. در این نوع سواحل برخورد ناگهانی آب به تخته سنگها و دریا بارها سبب خرد شدن موج می شود. توده آبی که به ساحل کوبیده می شود نقش مهمی در تخریب ساحل دارد.

جانسون امواج حاصل از باد را به دو دسته «امواج فشاری» و «امواج آزاد» تقسیم کرده است. امواج فشاری مستقیماً در اثر فشار باد تشکیل شده و دارای حرکات درهمی است. امواج آزاد امواج منظمی است که دورتر از محل اصلی باد در آبهای عمیق دیده می‌شود.

امواج براساس نوع حرکت نیز به دو دسته تقسیم می‌شوند.

۱- امواج نوسانی

۲- امواج انتقالی

امواج نوسانی تنها ذرات آب را به نوسان در می‌آورد، در صورتی که امواج انتقالی باعث جابجائی توده آب می‌شود. امواج نوع اخیر بیشتر در نزدیکی سواحل کم عمق دیده می‌شود که در اثر شکست امواج نوسانی تشکیل شده است.

امواج منفرد در نتیجه آتشفشانی‌های زیردریائی و یا زمین‌لرزه در زیر دریا و یا در اثر اختلاف فشار جو تشکیل می‌شود. شرایط ایجاد یک موج منفرد بر اثر اختلاف فشار جو برای اولین بار در ۴ نوامبر سال ۱۹۵۷، هنگامی که گردبادی به ساحل انگلستان در دریای شمال برخورد نمود بررسی شده است. در جلوی یک گردباد سطح دریا ۶۰ سانتیمتر پائین آمده و در عقب آن به همان اندازه سطح آب بالا رفت. بادهایی که در جلو و عقب گردباد می‌وزید در یک نقطه تحت زاویه‌ای حدود ۷۰ درجه بهم نزدیک شد، ترکیب این پدیده موج منفردی به ارتفاع بیش از دو متر بوجود آورد که به ساحل آلمان برخورد کرد^۱.

تسونامی در اثر زمین‌لرزه و آتشفشان در زیر دریا، بیشتر در اقیانوس کبیر بخصوص سواحل ژاپن دیده می‌شود. تسونامی مرکب از یک الی پنج موج با طول بیش از پنج کیلومتر می‌باشد که با سرعت زیاد حرکت می‌کند ارتفاع این امواج در پهنه اقیانوس کمتر از یک متر است، اما وقتی که به آبهای کم عمق رسید از سرعت آنها کاسته شده به سرعت بزرگ می‌شود آبی که از پشت سر می‌آید رویهم انباشته شده ارتفاع موج تا ۳۰ متر هم می‌رسد. برخورد چنین موجی به ساحل همه چیز را درهم می‌کوبد. اغلب قبل از رسیدن اولین موج دریا عقب‌نشینی می‌کند بعد ناگهان موجی به ارتفاع یک ساختمان ده طبقه با سرعت وحشتناک به ساحل هجوم می‌آورد. این موج به هنگام برگشت همه چیز را شسته و با خود به دریا می‌برد. به فاصله ۱۵ تا ۲۰ دقیقه موج دوم و سوم و گاهی چهارم فرا می‌رسد. موج دوم و سوم تسونامی اغلب قویتر از موج اول است. امواج تسونامی به سبب طول زیاد می‌تواند آب دریا را تا بستر آن متلاطم سازد، این تلاطم ممکن است موجب جابجائی رسوبات بستر دریا و ایجاد جریانهای گل‌آلود گردد.

امواج داخلی

در مرز دو لایه از آب دریا که دارای غلظت متفاوت می باشند امواجی دیده می شود که آنها را امواج داخلی می گویند، از نحوه تشکیل آنها اطلاع دقیقی در دست نیست. احتمال ایجاد این امواج تاحدی تحت تأثیر امواج سطحی و بیشتر در اثر جریانهای جزر و مدی و تغییر فشار جو بیان شده است. ارتفاع این امواج گاهی چند برابر امواج سطحی است ولی در سطح دریا قابل مشاهده نیست.

امواج با بهم زدن آب میزان نفوذ گرما و اکسیژن را افزایش می دهد. از اینرو نسبت به جانداران دریا فوق العاده مفید است، ولی در مورد انسان با ایجاد مشکلات در دریانوردی و تخریب سواحل ظاهراً نقش منفی دارد. تلاش برای استفاده از نیروی امواج هنوز در مرحله ابتدایی است. اگر انسان راهی برای تمرکز انرژی پراکنده امواج و مهار آن پیدا کند یک منبع جدید انرژی تمام نشدنی را در اختیار خواهد گرفت.

نیروئی که باد به دریای طوفانی می دهد خیلی زیاد است حتی کشتیهای جدید نیز در دریای طوفانی در امان نیستند بخصوص امواج عظیمی که روی ساحل می شکند نیروی فوق العاده ای دارد. امواج ساحلی گاهی قطعات سیمانی به وزن بیش از هزار تن را جابجا می کنند. موجی به ارتفاع $3/6$ متر به اندازه $7/8$ تن بر هر متر مربع دیوار عمودی موج شکن فشار وارد می کند. بدین علت موج شکنها در دریای بالتیک باید در مقابل فشاری برابر با یازده تن بر هر متر مربع، در دریای شمال ۱۷ در خلیج بیسکای ۲۱ و سواحل مراکش (در اقیانوس اطلس) بیش از ۲۵ تن بر هر متر مربع مقاومت داشته باشند^۱.

برای مقابله با نیروی عظیم امواج تسونامی و یا فرار از مقابل آن، اطلاع از محل تشکیل، جهت حرکت و ابعاد آن ضرورت دارد.

مدتها امواج را در دریا با چشم غیر مسلح بررسی می کردند ولی از شروع نیمه دوم قرن حاضر وسایل و روشهای کاملاً جدید برای بررسی امواج ابداع شده است.

نباتهای خودکار بر روی شناورها و کف دریا در نزدیکی ساحل، ارتفاع و دوره امواج را اندازه می گیرد. دستگاههای مشابه که در دو طرف کشتی و یا ته آن نصب شده، در حین حرکت کشتی امواج را بررسی می کند. از عکسهای هوایی استریو می توان ارتفاع و طول امواج را اندازه گرفت.

شک نیست که پیش‌بینی امواج بستگی کامل به اطلاعات هواشناسی دارد، در این زمینه توسعه روزافزون ایستگاه‌های هواشناسی و استفاده از ماهواره‌ها و همکاری بین هواشناسان و اقیانوس‌شناسان در سطح جهانی امیدوارکننده است.

امروزه با استفاده از اطلاعات مراکز لرزه‌نگاری، بسیاری از تسونامی‌ها پیش‌بینی شده و از تلفات آن جلوگیری می‌شود.

کشند یا جزر و مد

جزر و مد یکی دیگر از حرکات پریودیک آب اقیانوسهاست که انسان از زمانهای دور با آن آشناست. ساکنین قدیمی سواحل اسکانندیناوی، دریا را به‌عنوان یک موجود زنده و پدیده جزر و مد را نتیجه تنفس آن می‌دانستند. طبق نوشته‌های هرودت جزر و مد در دریای سرخ از پنج قرن قبل از میلاد شناخته شده بود. اولین کسی که ارتباط بین جزر و مد را با موقعیت ماه در افق بیان کرد پی‌ته‌آس^۱ فرانسوی است.

پوزیدونیوس^۲ صد سال قبل از مسیح در کتابی به‌نام «برروی اقیانوس» پدیده جزر و مد را در ساحل اقیانوس اطلس تشریح و با اطمینان ارتباط جزر و مد را با اهله ماه خاطر نشان کرده است، وی همچنین متوجه تغییر دامنه جزر و مد در اعتدالین و انقلابین بوده است. ولی تا زمان کشف قوانین جاذبه به‌وسیله نیوتن^۳ علت جزر و مد به‌طور علمی بیان نشده بود.

علل و پیدایش و چگونگی تشکیل جزر و مد توسط لاپلاس^۴ و نیوتن به‌صورت تئوری، کلونین^۵ و داروین^۶ به‌طور تحلیلی و هانری پوانکاره^۷ از طریق ریاضی تشریح شده است. جزر و مد معلول نیروی جاذبه ماه و خورشید است. اگرچه جرم خورشید ۳۰ میلیون برابر جرم ماه است اما خورشید ۳۹۰ برابر دورتر از ماه نسبت به زمین قرار دارد. به‌همین علت در تجزیه و تحلیل نهائی، نیروی ماه ۲/۱۷ برابر نیروی خورشید در ایجاد جزر و مد مؤثر خواهد بود. از اینرو می‌توان گفت که ماه جزر و مدها را کنترل می‌کند نه خورشید.

همچنان که زمین به‌دور خود می‌چرخد اثر این نیرو در قسمتی که مقابل ماه قرار گرفته

1 - Pytheas

2 - Posidonius

3 - Newton

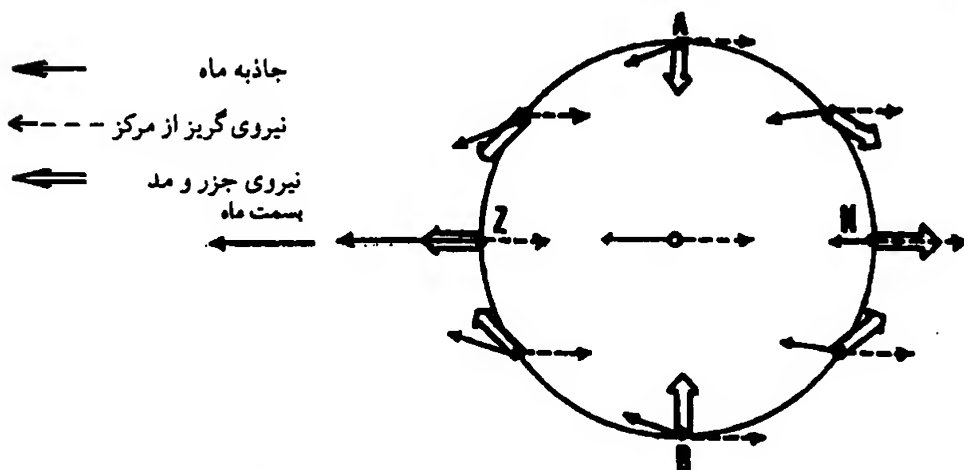
4 - Laplace

5 - Kelvin

6 - G.H. Darwin

7 - H. Poincaré

بیشتر است در نتیجه آبها به طرف ماه کشیده می شود در طرف دیگر که دورتر از ماه است این کشش با شدت بیشتری بر قسمت جامد زمین (بستر دریا) اثر می کند و آب گوئی در پشت سر می ماند. بدین علت در این قسمت نیز آبها کمی برآمده خواهد شد. در حقیقت نیروی مولد جزر و مد از ترکیب دو نیرو بوجود می آید یکی نیروی کشش ماه و دیگری نیروی گریز از مرکز می باشد. مطابق شکل ۴-۴ نیروی مولد جزر و مد نیروی ثقل را در نقاط A و B افزایش داده و در نقاط N و Z سبب کاهش آن می گردد.



شکل ۴-۴- نیروی کشش ماه، گریز از مرکز و جزر و مد «۱۳»

نیروی مولد جزر و مد در قسمتهائی که بین چهار نقطه فوق واقع اند آب را به طرف دو نقطه N و Z رانده در نتیجه دو موج جزر و مدی در اقیانوس تشکیل می گردد.

چون زمین در هر ۲۴ ساعت یک بار به دور خود می چرخد برای هر نقطه از سطح آن در هر شبانه روز دو بار جزر و مد خواهد داشت. ولی شروع جزر و مد در هر نقطه هر بار با ۲۵ دقیقه تأخیر صورت می گیرد. این اختلاف ۵۰ دقیقه در هر شبانه روز به این علت است که ماه هر روز با ۵۰ دقیقه تأخیر در افق هر نقطه ظاهر می گردد.

از آنجایی که وضع متقابل ماه و خورشید به طور دایم در تغییر است دامنه دامنه جزر و مد هر روز نسبت به روز دیگر متفاوت خواهد بود. در شب اول و چهاردهم هر ماه (هلال و بدر)، ماه و خورشید و زمین در امتداد یک خط قرار دارند در این مواقع نیروی هر دو با هم جمع شده دامنه جزر و مد به بالاترین درجه خود می رسد که آنرا مهکشند^۱ می گویند در شب هفتم و بیست

و یکم هر ماه (تربیع اول و تربیع دوم) امتداد خورشید و ماه نسبت به زمین عمود بر هم بوده و دامنه جزر و مد به حداقل می‌رسد این حالت را نیز کهکشند^۱ می‌نامند.

در فاصله بین مهکشند و کهکشند تغییرات دامنه جزر و مد، تابعی از موقعیت ماه در افق خواهد بود. در اعتدالین دامنه مهکشندها افزایش یافته و در انقلابین از دامنه آن کاسته می‌شود. دامنه (ارتفاع) و دوره جزر و مد به سبب عمق و شکل سواحل و عوامل دیگر در هر محل متفاوت است. در سواحل اروپای غربی در هر شبانه روز دوبار جزر و مد ایجاد می‌شود که به «کشند نیم روزه» موسوم است. در بعضی نقاط جزر و مد در هر شبانه روز فقط یک بار دیده می‌شود. این نوع جزر و مد را «کشند روزانه» می‌گویند. یک نوع جزر و مد ترکیبی دیده می‌شود که حد واسط بین دو نوع قبلی است.

اگر تمام سطح کره زمین یکنواخت و پوشیده از آب بود ارتفاع مد حداکثر به ۱/۵۸ متر می‌رسد. در شرایط فعلی در وسط اقیانوس ارتفاع جزر و مد در حدود یک متر است. اما در سواحل تحت تأثیر شرایط محلی ارتفاع آن به ۱۰ و حتی ۱۸ متر هم می‌رسد.

در دریای مدیترانه جزر و مد چندان محسوس نیست فقط در خلیج تونس و دریای آدریاتیک جزر و مد نیم روزه دیده می‌شود. ارتفاع جزر و مد در خلیج تونس به دو متر می‌رسد ولی در دریای آدریاتیک بیش از یک متر نیست.

در دریای سرخ که شکلی شبیه آبشخور دارد جزر و مد ثابت دیده می‌شود وقتی آب در کانال سوئز بالا می‌آید در عدن سطح آب پائین می‌رود، در صورتی که وسط دریا هیچ تغییر نمی‌کند.

م.پ. پتروف درباره جزر و مد در خلیج فارس و خلیج عمان چنین نوشته است: «مد در هر دو خلیج نامنظم و فقط در حوالی بحرین منظم شده و نیم روزه و در محاذات شبه جزیره قطر تمام روزی می‌شود. آبهای مدی در هر دو خلیج از دریای عربستان می‌آیند و در هر دو ساحل جنوبی و شمالی عمان در یک موقع دیده می‌شوند ولی در داخل خلیج فارس دیرتر و هر چه به شمال غربی برویم عقب‌تر خواهد بود. چنانکه در قسمت‌های شمال غربی خلیج فارس بالا آمدن آب چهارده ساعت پس از بالا آمدن در تنگه هرمز است. اختلاف جزر و مد در قسمت شرقی دریای عمان در حدود دو متر و هرچه به طرف تنگه هرمز پیش می‌رود بیشتر شده بیشینه آن در نزدیک هرمز ۳/۵ متر است».

در منطقه بین جزیره وایت^۲ و وی موس^۳ در سواحل جنوبی انگلستان در هر روز چهار

1 - Neap Tides

2 - Wight

3 - Weymouth

بار جزر و مد اتفاق می افتد. علت این وضع، برگشت امواج جزر و مد از ساحل بریتانیا می باشد. در بعضی قسمت دریاها مثلاً در دریای شمال در نتیجه انعکاس پیچیده امواج جزر و مدی، در قسمتی از دریا سطح آب تغییر نمی کند این نواحی به نام آمفی درومیک^۱ موسوم است. در جزایر تاهی تی^۲ (در اقیانوس کبیر) ارتفاع جزر و مد ناچیز است، ولی همیشه در ساعات معین ایجاد می شود. به عبارت دیگر شروع جزر و مد در اینجا مثل دیگر نقاط، هر روز ۵۰ دقیقه دیرتر از روز قبل نیست. این پدیده سالها به صورت معما باقی مانده بود تا اینکه با نصب دستگاهی که جزر و مد را به طور خودکار ثبت می کرد علت آن روشن گردید. در این قسمت از دنیا به سبب شکل حوضه اقیانوس کبیر تأثیر ماه در ایجاد جزر و مد خودبخود خنثی می شود و در عوض خورشید است که حرکت آب را کنترل می کند. در اطراف این جزایر جزر و مد روزها بین ساعت ۱۰ صبح و ۳ بعد از ظهر و شبها بین ساعت ۱۰ و سه بعد از نیمه شب ایجاد می شود اما هیچ وقت ساعت وقوع آن از این حدود تجاوز نمی کند.

پدیده جزر و مد در بعضی از رودها نیز دیده می شود. در دهانه رودهایی که به دریا می ریزد در موقع مد جریان رود متوقف شده و آب در بستر سفلی آن قدری بالا می آید از این پدیده در آبیاری زمینهای مجاور استفاده می کنند.

در دهانه بعضی از رودها موجی که در اثر مد ایجاد می شود به طرف بالای رودخانه حرکت می کند. در رود تسین تانگ^۳ چین که به خلیج هانگچو^۴ می ریزد موج مدی به صورت دیواره ای از آب به ارتفاع ۳-۴ متر با سرعت ۲۲ کیلومتر در ساعت در جهت عکس جریان رود پیشروی می کند.

اطلاع از ارتفاع و زمان جزر و مد بخصوص در بنادر و معابر کم عمق و دهانه رودها برای کشتیرانی امری ضروری است از آنجا که با محاسبات نجومی می توان مسیر زمین و ماه و موقعیت آنها را نسبت به هم قبلاً محاسبه کرد، پیش بینی زمان وقوع و دامنه جزر و مد نقاط مختلف ممکن می باشد، امروزه یک سال قبل حالات جزر و مد را پیش بینی می کنند و وضع هر نقطه از لحاظ این پدیده در هر روز و هر ساعت معلوم است. آنچه معلوم نیست تغییراتی است که در اثر ترکیب با سایر پدیده های غیر ثابت طبیعی بوجود می آید.

جزر و مد، توده های عظیم آب اقیانوس را جابجا می کند سرعت آن غالباً از سرعت رودخانه بیشتر است بنابراین انرژی جنبشی جزر و مد منبع نیروی عظیمی است که دورنمای امیدوار کننده ای دارد. در حال حاضر استفاده از نیروی پتانسیل آن در نقاطی که دامنه جزر و مد زیاد است مورد توجه می باشد.

1 - Amphidromic

2 - Tahiti

3 - Tsien tang

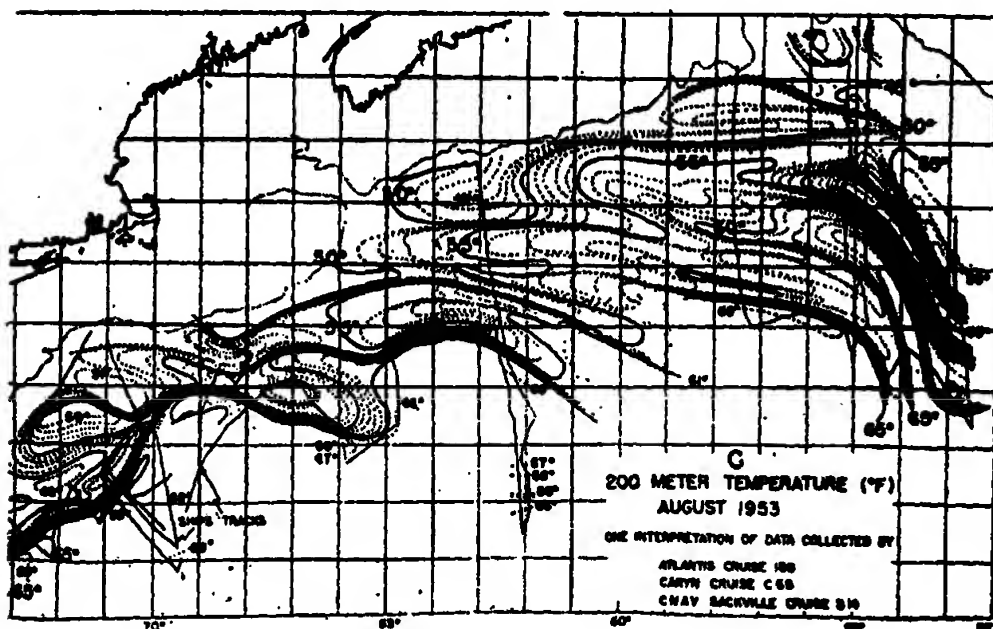
4 - Hangchow

جریانهای اقیانوسی

وجود جریان در اقیانوسها توسط دریانوردان کشف شده است در اوایل قرن هیجدهم ناخدایان کشتیهای تجارتی امریکا از وجود جریان گلف استریم و مسیر آن با خبر بودند و موقع سفر به اروپا از نیروی آن استفاده می کردند.

اولین طرح از جریان گلف استریم در سال ۱۷۷۰ میلادی به وسیله بنیامین فرانکلین منتشر شد. در آن طرح جریان گلف استریم به صورت رودی عریض که در اقیانوس حرکت می کند ترسیم شده است.

مطالعات بعدی نشان داد که گلف استریم از جریانهای گوناگونی که از رویهم عبور می کنند تشکیل شده و بعضاً مثل یک رود، دارای پیچ و خم است این حالت در نقشه ای که در سال ۱۹۵۳ به وسیله موسسه اقیانوس شناسی وودز هول^۱ امریکا انتشار یافته به وضوح دیده می شود (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵ - گلف استریم - درجه حرارت در عمق ۲۰۰ متر

(برحسب فارنهایت) «۹»

اقیانوسها و دریاها مجموعه واحدی تشکیل می‌دهند در نظر اول حرکت قسمتی از آب در داخل آن، بدون این‌که با آبهای دیگر مخلوط شود، بعید بنظر می‌رسد. اما واقعیت این است که آب اقیانوسها به شکل توده‌های مجزائی است که هر یک دارای صفات مخصوص به خود بوده و به آسانی با یکدیگر مخلوط نمی‌شوند. اختلاف بین توده‌های آب در غلظت آنهاست که تابع درجه شوری و درجه حرارت می‌باشد.

عوامل مختلفی در ایجاد جریانها شرکت دارند ولی نقش عمده با بادهای غالب^۱ است. در قلمرو بادهای غالب جهت جریانهای سطحی با جهت باد یکی است. برخورد جریانها به سواحل یا برآمدگیهای زیر آب مسیر آنها را عوض می‌کند. علاوه بر آن جریانهای اقیانوسی نیز مثل هر متحرک دیگر در سطح زمین، از نیروی کوریولیس^۲ متأثر می‌شود.

در حوضه قطب شمال تبخیر به علت سرمای زیاد فوق‌العاده ناچیز است از طرف دیگر رودهای بزرگ آسیا و اروپا مقدار زیادی آب به آن وارد می‌کند در نتیجه سطح آن نسبت به سطح عمومی کمی بالاتر است و به علت همین اختلاف سطح جریانهای ایجاد می‌شود که آبهای اضافی را به اقیانوس اطلس و کبیر تخلیه می‌کند.

در دریای مدیترانه تبخیر بیشتر از میزان آبی است که به وسیله رودها و باران به آن وارد می‌شود. در نتیجه برای جبران این کمبود آبهای اقیانوس اطلس در سطح به طرف مدیترانه جریان می‌یابد. آبهای گرم و شور گلف استریم وقتی به آبهای سرد قطبی می‌رسد در اثر سرد شدن سنگین‌تر شده به اعماق فرو می‌رود. جایی که دو جریان اقیانوسی به همدیگر نزدیک می‌شوند آنها به عمق می‌رود برعکس در جایی که دو جریان از هم دور می‌گردد آبهای اعماق به سطح اقیانوس بالا می‌آید. جریان نوع اخیر در ممالک انگلیسی زبان آپولینگ^۳ گفته می‌شود.

پدیده آپولینگ در سواحل نیز دیده می‌شود جایی که باد آب را از ساحل به سمت دریا می‌راند، آبهای اعماق برای ایجاد تعادل به سمت بالا جریان می‌یابند، برعکس وقتی جریانی به ساحل برخورد می‌کند قسمتی از آب به سمت پائین منحرف شده، جریان قائم منفی ایجاد می‌کند. ترکیب حرکات مختلف حاصل از این عوامل جریانهای پیچیده‌ای چه در جهت افقی و چه در جهت عمودی در تمام اقیانوسها و دریاها بوجود می‌آورد.

1 - Prevailing Winds

2 - Coriolis

3 - Upwelling

جریانهای بزرگ سطحی

الف - اقیانوس اطلس

در دو طرف منطقه آرام استوایی (دولدروم)^۱ بادهای آلیزه آبهای سطحی اقیانوس را به سمت مغرب می راند در نتیجه دو جریان در طرفین استوا ایجاد می شود. این دو به نام جریان استوایی شمالی و جریان استوایی جنوبی موسومند. بین این دو جریان، جریان دیگری در جهت مخالف دیده می شود که آن را ضد جریان استوایی نامیده اند.

جریان استوایی شمالی اقیانوس اطلس بین مدار ۱۰ الی ۳۰ درجه شمالی به ضخامت حدود ۲۰۰ متر به آرامی به سوی غرب حرکت می کند. سرعت آن در جنوب مدار ۲۰ درجه شمالی ۱۵ الی ۱۷ مایل در روز است. این جریان آبهای راکه به وسیله جریان کاناری به سواحل موریتانی و سنگال می رسد به طرف مغرب حمل می کند. جریان کاناری با سردی نسبی مشخص می باشد و خنکی آن بیشتر به سبب پدیده آپولینگ است که آبهای سرد اعماق را به سطح اقیانوس می آورد.

جریان استوایی شمالی در حدود نصف النهار ۶۰ درجه غربی دو شاخه می شود. یکی وارد دریای کارائیب شده دوباره از طریق تنگه یوکاتان و تنگه فلوریدا به اقیانوس برمی گردد. شاخه دیگر از شمال جزایر هند غربی (آنتیل ها) راه خود را به طرف شبه جزیره فلوریدا ادامه می دهد.

جریان استوایی جنوبی که تقریباً در بین مدار ۴ درجه شمالی و ۲۰ درجه جنوبی جریان دارد هنگام رسیدن به برزیل در دماغه سان روک^۲ به دو شاخه تقسیم می شود شاخه ای به دریای کارائیب می رود و شاخه دیگر به نام جریان برزیل در مجاورت سواحل امریکای جنوبی حرکت می کند.

ضد جریان استوایی که بین دو جریان استوایی شمالی و جنوبی به سمت مشرق می رود بالاخره در جریان گینه مستهلک می شود. جریان گینه با سرعت نسبتاً قابل توجه در شمال خط استوا (با جهت شرقی) مجاور سواحل شمالی خلیج گینه در حرکت است.

توده عظیمی از آب که به وسیله جریانهای استوایی شمال و جنوب استوا به سواحل امریکا حمل می شود اختلاف سطح زیادی ایجاد می کند. بالا آمدن سطح دریا در خلیج مکزیکو از عوامل مهم در پیدایش سیستم جریان گلف استریم است.

قسمت جنوبی سیستم گلف‌استریم از تنگه فلوریدا تا دماغه هاتراس به نام جریان فلوریدا معروف است.

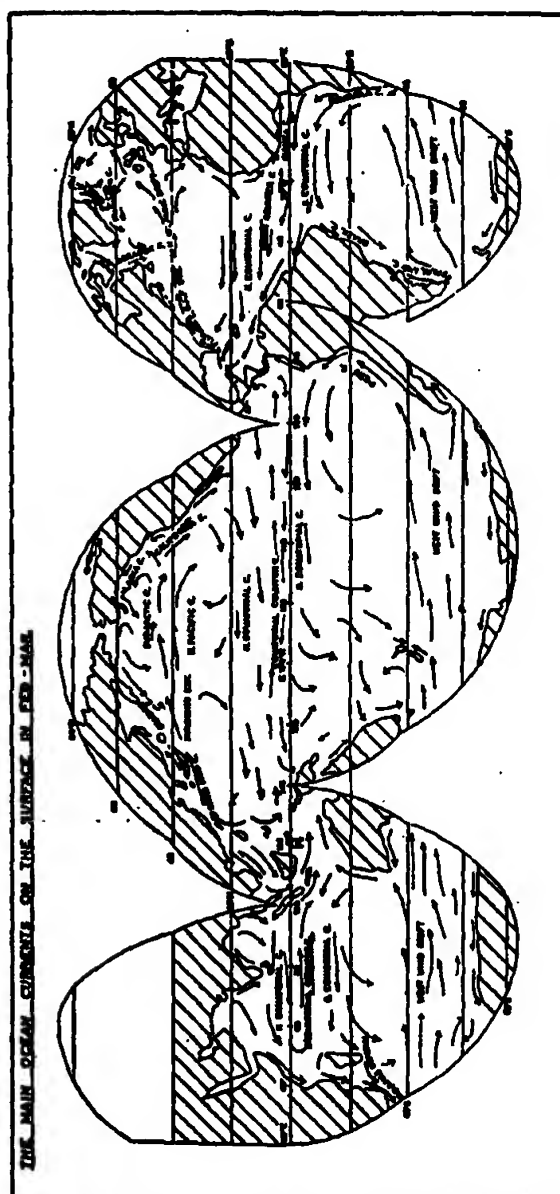
بخش میانی از دماغه هاتراس تا گراندبانک (در حدود نصف‌النهار ۴۵ درجه غربی) گلف‌استریم اصلی است، از این نقطه به بعد به نام جریان اطلس شمالی موسوم است. گلف‌استریم به صورت نواری بین آبهای دریای سارگاسو^۱ و آبهای سرد ساحلی جریان دارد. و از جریان یافتن آبهای دریای سارگاسو بر روی آبهای سرد ساحلی جلوگیری می‌کند. حداکثر اختلاف درجه حرارت بین آبهای ساحلی و گلف‌استریم در زمستان دیده می‌شود. در این فصل حرارت آب در سطح بخش جنوبی (جریان فلوریدا)، ۲۰ درجه است در حالی که حرارت آبهای ساحلی از ۱۴ درجه سانتیگراد بالاتر نیست.

جریان گلف‌استریم خیلی باریکتر و در عین حال سریعتر از آن است که اغلب گفته شده است. جایی که جریان حداکثر سرعت را دارد حدود یکصد مایل دریایی در هر روز طی می‌کند. در باریکترین قسمت که پهنای آن حدود ۴۰ مایل دریایی است سرعت به ۲/۵ متر در ثانیه می‌رسد بایستی توجه داشت که مشخصات گلف‌استریم ثابت نیست بلکه در نقاط مختلف و زمانهای متفاوت مشخصات دیگری دارد.

از جایی که گلف‌استریم به طرف مشرق برمی‌گردد رفته رفته عریضتر شده و سرعت آن کاهش می‌یابد. قسمتی از این جریان مستقیماً به طرف شرق می‌رود که به جریان کاناری پیوسته، مدار بسته‌ای تشکیل می‌دهد.

جریان اطلس شمالی با جهت شمال شرقی به سواحل انگلستان و شبه جزیره اسکاندیناوی می‌رسد و از آنجا بالاخره وارد حوضه قطب شمال می‌گردد. همچنین شاخه‌هایی از این جریان در برخورد با برآمدگی ایسلند به سوی مغرب برگشته و بموازات سواحل گرینلند تا دریای بافین پیش می‌رود.

در اطلس شمالی دو جریان بزرگ آب سرد، که از آبهای حوضه قطب شمال سرچشمه می‌گیرد به سمت جنوب جاری است. یکی جریان گرینلند شرقی است که در طول سواحل شرقی و جنوب شرقی گرینلند حرکت می‌کند. دیگری جریان مشهور لا برادو می‌باشد. لا برادو بزرگترین جریان آب سرد نیمکره شمالی تمام سواحل شرقی امریکای شمالی را تا حدود دماغه هاتراس تحت تأثیر قرار می‌دهد. محل برخورد این جریان با آبهای گرم گلف‌استریم به «دیوار سرد» مشهور است.



شکل ۴-۶- جریان های سطحی در اقیانوسها «۲۸»

در اطلس جنوبی جریان برزیل از حدود مدار ۳۵ درجه جنوبی بتدریج به مشرق برگشته و پس از طی عرض اقیانوس به جریان بنگوئلا می پیوندد. جریان بنگوئلا شاخه ای از جریان سرد قطب جنوب است که در طول سواحل غربی آفریقای جنوبی به طرف شمال حرکت می کند. این جریان جای قسمتی از آبهای را که توسط جریان استوایی جنوبی به سمت مغرب رانده می شود پر می کند.

بدین ترتیب در طرفین خط استوا (تقریباً بین استوا و مدار ۴۵ درجه) دو جریان گردابی

عظیم ایجاد می شود که در جهت عکس همدیگر در حرکت می باشند. (شکل ۴-۶)

ب - اقیانوس آرام

در اقیانوس آرام جریان استوائی بین مدار ۹ الی ۲۵ درجه شمالی حرکت می کند. این جریان از جنوب مکزیک شروع شده به سمت مغرب رفته رفته قویتر می شود. در مغرب اقیانوس کبیر در اثر برخورد به جزائر فیلیپین به دو شاخه تقسیم می شود، شاخه شمالی به تبعیت از برآمدگی جزایر ریوکیو تا جنوب ژاپن پیش می رود و از آنجا به مشرق برمی گردد. این شاخه که قویتر از شاخه جنوبی است جریان کوروشیو^۱ نام دارد.

شاخه جنوبی جریان استوائی شمالی از جنوب جزایر فیلیپین به مشرق برگشته به ضد جریان استوائی می پیوندد، ضد جریان استوائی قیانوس کبیر خیلی مشخص است و به شکل نواری تمام عرض اقیانوس را از جزایر فیلیپین تا سو^۲ حل پاناما طی می کند.

دنباله کوروشیو مثل گلف استریم به سمت شمال شرقی می رود. این بخش از جریان به نام جریان اقیانوس کبیر شمالی معروف است ادامه آن در خلیج آلاسکا به موازات ساحل حرکت کرده یک جریان گردابی نسبتاً کوچک بوجود می آورد. بخش مجاور سواحل آلاسکا از این جریان به جریان آلاسکا موسوم است.

شاخه هائی از جریان اقیانوس کبیر شمالی در کرانه های امریکاه جریان سرد کالیفرنیا می پیوندد که مشابه جریان کاناری در اطلس شمالی است. جریان کالفرنیا به موازات کرانه های غربی ایالات متحده از شمال به جنوب حرکت کرده و جای آب هائی را که توسط جریان استوائی شمالی حمل می شود، پر می کند.

در اقیانوس کبیر شمالی جریان سردی مشابه لابرادور وجود دارد که از تنگه برینگ وارد اقیانوس می شود. این جریان به نام اوياشيو^۲ موسوم است و به موازات سواحل سیبری و جزایر کوریل تا حدود جزیره هنشو (ژاپن) پیش می رود.

جریان استوائی جنوبی اقیانوس آرام از نزدیکی های پرو شروع و مثل جریان استوائی شمالی به طرف مغرب بر حجم و نیروی آن افزوده می شود. در مغرب، قسمتی از اقیانوس که بین ۵ الی ۲۵ درجه عرض جنوبی قرار دارد، تحت تأثیر این جریان است.

در اقیانوس کبیر جنوبی به علت وجود برجستگیها و جزایر بیشمار مسیر جریانهای اقیانوسی به اندازه سایر مناطق منظم نیست و اساساً کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است. به طور کلی جریان استوائی جنوبی در اثر برخورد با برآمدگیها به شاخه های زیاد تقسیم

می‌شود. شاخه‌هایی از آن به‌شمال برگشته به ضد جریان استوائی می‌پیوندند. چندین شاخه به‌دریاهای واقع در میان جزایر اندونزی وارد می‌شود، شاخه‌هایی از طریق دریای کورال و آرافورا به‌اقیانوس هند می‌رود. چند شاخه پس از عبور از میان جزایر متعدد به سواحل شرقی استرالیا می‌رسد و از آنجا به‌نام جریان استرالیای شرقی به‌جنوب رفته پس از انحراف به‌شرق بالاخره در جریان قطب جنوب مستهلک می‌شود.

شاخه‌هایی چند نیز از جریان استوائی جنوبی در وسط اقیانوس به‌وسیله برآمدگی‌ها اول به‌جنوب و سپس به‌مشرق برگشته در کنار قاره امریکای جنوبی به‌جریان آب سرد پرو می‌پیوندند. جریان پرو که جریان همبست نیز گفته می‌شود تقریباً قرینه جریان بنگوئلا در اطلس جنوبی است و قسمتی از مدار جریان گردابی اقیانوس کبیر را در جنوب استوا تشکیل می‌دهد.

ج - اقیانوس هند

در اقیانوس هند نقش باد در تشکیل جریانها به‌روشنی دیده می‌شود. در این اقیانوس جهت و سرعت جریانها به‌تبعیت از بادهای موسمی تغییر می‌یابد.

در زمستان نیمکره شمالی در شمال استوا جریانی به‌سوی غرب از جنوب خلیج بنگال و دریای عمان گذشته به‌سواحل سومالی می‌رسد. در جنوب از حدود خط استوا تا شش درجه عرض جنوبی ضد جریان استوائی از غرب به‌شرق حرکت می‌کند این جریان از برگشت جریان قبلی تشکیل شده که در منطقه آرام استوائی (دولدروم) جریان دارد.

جریان استوائی جنوبی اقیانوس هند در اطراف مدار ۱۵ درجه جنوبی مثل جریانهای مشابه در اقیانوسهای دیگر آنها را به‌طرف غرب می‌برد. برخورد این جریان به‌جزیره ماداگاسکار آن را به‌دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم می‌کند. شاخه شمالی پس از عبور از شمال ماداگاسکار به‌جریان موزامبیک پیوسته به‌جنوب می‌رود. شاخه جنوبی نیز بالاخره مثل شاخه شمالی در جریان قطبی مستهلک می‌شود.

در نزدیکی سواحل غربی استرالیا (در اقیانوس هند) جریان سردی به‌نام جریان استرالیای غربی وجود دارد که از جنوب به‌شمال رفته به‌جریان استوائی جنوبی هند می‌پیوندد. در تابستان نیمکره شمالی وضع جریانها در شمال اقیانوس هند تغییر می‌کند. در این فصل تغییر جهت بادهای موسمی اثر خود را به‌زودی در روی جریانها نشان می‌دهد. بادهایی که که از استوا به‌سمت شمال می‌وزد ضد جریان استوائی و جریان شمال استوا را از بین می‌برد. در این فصل در شمال استوا تنها یک جریان به‌نام جریان موسمی وجود دارد که از غرب به‌شرق حرکت می‌کند. در این موقع در سواحل سومالی آبهای سرد اعماق برای جبران آبی که از آنجا دور می‌شود بالا می‌آید.

د - حوضه قطب شمال و اطراف خشکی قطب جنوب

در حوضه قطب شمال حرکت آبها مدار یسته‌ای تشکیل می‌دهد که جهت حرکت آن برخلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت است. از این جریان بزرگ سه جریان انحرافی به طرف جنوب منشعب می‌شود یکی از طریق دریای برینگ به اقیانوس کبیر (اویاشیو) و دو جریان به نامهای گرینلند شرقی و لابرادور به اقیانوس اطلس وارد می‌شود.

در اطراف خشکی قطب جنوب دو جریان گردابی در جهت عکس یکدیگر در حرکت است جهت آنها با جهت بادهای غربی و بادهای شرقی مطابقت می‌کند. جریان غربی در مجاورت قاره و جریان شرقی در شمال آن است. حداقل بین این دو جریان منطقه واگرایی قطب جنوب است که در آنجا آبهای اعماق به طرف بالا جریان دارد.

جریانهای عمقی اقیانوسها

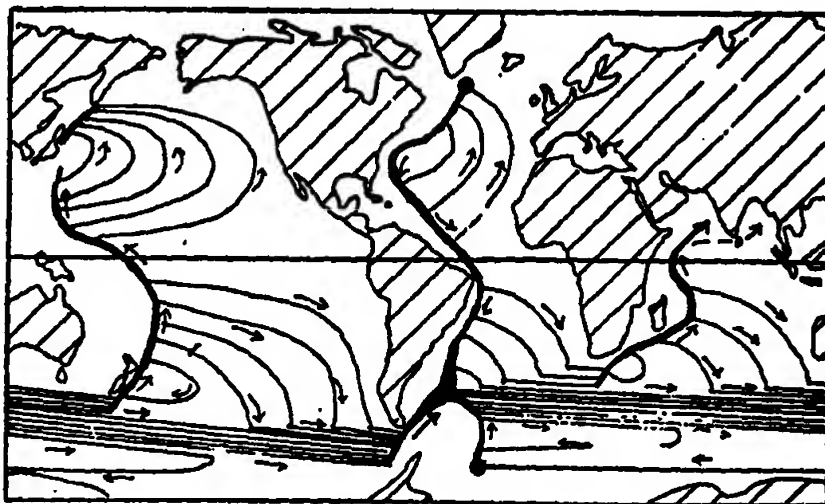
جریانهای گرم سطحی هر مسیری داشته باشند بالاخره آب خود را به نواحی قطبی می‌برند. این آب در نواحی قطبی سرد و سنگین شده پس از اینکه در اعماق فرو رفت به طرف استوا جریان می‌یابد (شکل ۷-۴). کیفیت جریانهای عمقی بطور دقیق معلوم نشده است. به نظر می‌رسد که در اعماق زیاد، جریانهای با سرعت خیلی کم وجود داشته باشد. ولی در اعماق کم جریانهای کشف شده که دارای سرعت قابل توجهی است.

در منطقه گلف استریم در عمق ۲۸۰ متری جریانی در خلاف جهت گلف استریم وجود دارد که سرعت آن پنج مایل در روز است. در همین منطقه در اعماق بین ۱۳۵۰ تا ۱۸۰۰ متر لایه‌ای از آب عملاً بدون حرکت می‌باشد.

در منطقه جریان استوائی جنوبی اقیانوس کبیر بین اعماق ۳۰ الی ۲۵۰ متر جریانی از غرب به شرق یعنی بر خلاف جهت جریان سطحی به طول ۳۵۰۰ و به پهنای ۲۵۰ مایل در حرکت است سرعت آن سه مایل در ساعت یعنی سه برابر سرعت جریان استوائی است که در بالای آن قرار دارد. این جریان به نام کاشف خود کرامول^۱ موسوم است. جریان کرامول در شرق در نزدیکی جزایر گالاپاگو^۲ به سطح آمده خاتمه می‌یابد. در زیر جریان کرامول جریان دیگری وجود دارد که مثل جریان استوائی آب خود را به آرامی به طرف مغرب حمل می‌کند. بدین ترتیب در منطقه استوائی اقیانوس کبیر جریانها در سطح و عمق در سه ردیف کنار هم قرار دارند و جهت هر جریان برخلاف جریان مجاور است.

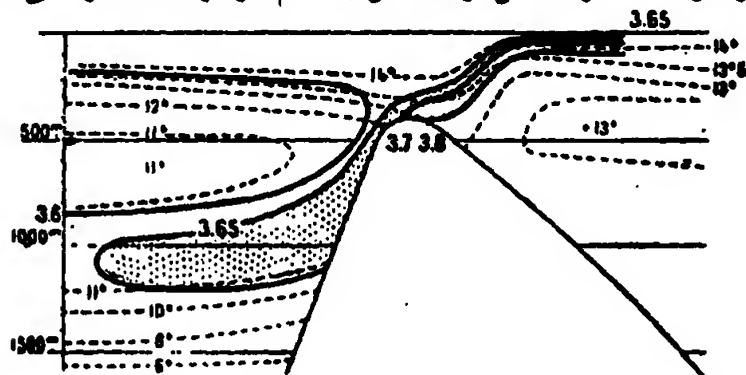
در اکثر تنگه‌ها و گذرگاههایی که دریاها را به اقیانوسها و یا به یکدیگر وصل می‌کند

جریانهای عمقی در جهت عکس جریانهای سطحی وجود دارد. از همه مشهورتر جریان عمقی تنگه جبل الطارق است که در جریان جنگ دوم جهانی زیردریائیهای ایتالیا با خاموش کردن موتور خود به وسیله این جریان بدون سر و صدا وارد اقیانوس اطلس می شدند در شکل ۸-۴ مقطعی از تنگه جبل الطارق و نحوه جریان آبهای شور مدیترانه به اقیانوس اطلس دیده می شود.



شکل ۷-۴- جریان آب در اعماق اقیانوسها (۲۸)

جریانهای مختلف دورترین مناطق اقیانوسها و دریاها را بهم مربوط کرده، اختلافات فیزیکی و شیمیائی آبها را تا حد زیادی تعدیل می کنند. جریانها نقش مهمی در زندگی جانداران اقیانوس دارد. جریانی که آب سطحی را به طرف پائین می برد، اکسیژن لایه های عمیق را تأمین می کند. در مقابل جریان قائم مثبت فسفر خوراکی و نمکهای آذته را از اعماق به سطح اقیانوس منتقل کرده رشد نباتات و جانوران را در لایه های سطحی آب توسعه می دهند. بالاخره جریانهای اقیانوسی با خود گرما و یا سرما حمل کرده، از این راه اقلیم سراسر دنیا را کنترل می کنند.



شکل ۸-۴- مقطع تنگه جبل الطارق بین مدیترانه و اقیانوس اطلس (۷)

فصل پنجم

مناطق جغرافیائی اقیانوسها^۱

اقیانوسها را می توان هم در جهت عمودی و هم در جهت افقی به چند منطقه جغرافیائی تقسیم کرد. در جهت عمودی تمام اقیانوس به سه منطقه بزرگ تقسیم می شود. منطقه سطحی (تا عمق ۱۰۰ الی ۱۵۰ متر) منطقه فعال فتوسنتز می باشد که بیشتر جانداران دریا در آن زندگی می کنند بعلاوه تأثیر جریانهای سطحی و تبادل حرارت با هوای مجاور بیشتر در این منطقه صورت می گیرد، و بالاخره این منطقه بیشتر در دسترس انسان بوده و مورد استفاده می باشد. منطقه میانی در زیر منطقه سطحی تا اعماق ۱۰۰۰ الی ۲۰۰۰ متر قرار دارد که در آن شرایط فیزیکی و شیمیائی آب خیلی متحول است. منطقه عمقی (اعماق بیش از ۲۰۰۰ متر) تقریباً دارای شرایط یکسان بوده و تغییرات در آن جزئی می باشد. هر یک از مناطق فوق را می توان در جهت افقی به مناطق دیگری تقسیم کرد. در اعماق بیشتر (منطقه عمقی) تنها سه منطقه قابل تشخیص است: دو منطقه قطبی و یک منطقه مداری (تروپیکال). در منطقه میانی تغییرات در جهت افقی زیاد، اما مرز بین آنها مشخص نیست ولی در منطقه سطحی اختلافها بارز بوده و مرزهای نسبتاً مشخصی برای مناطق مختلف می توان نشان داد.

مناطق جغرافیائی لایه های سطحی اقیانوسها

طبقه بندی زیر به وسیله آ. ریابچیکو^۲ دانشمند شوروی با توجه به ویژگیهای مهم صورت گرفته است. مناطق مشخص شده شبیه مناطق بزرگ جغرافیائی قاره ها است. همانطور که نامبرده خود نیز اشاره می کند مناطق جغرافیائی اقیانوسها، بیش از خشکیها تابع عرض جغرافیائی است ولی یک تفاوت مهم دیده می شود که علت آن وجود جریانهای گلف استریم و لابرادور در اقیانوس اطلس و جریانهای مشابه در اقیانوس کبیر می شد این جریانها سبب می شود که منطقه مجاور قطبی در نیمکره شمالی یک امتداد مورب داشته باشد.

۱ - منطقه معادل Zone بکار رفته ست.

عواملی که طبقه‌بندی براساس آنها صورت گرفته به شرح زیر است:

- ۱- درجه حرارت، تبخیر، درجه شوری و غلظت آب، که همگی تابع بیلان تابش^۱ است.
- ۲- بادهای غالب و جریانه‌های اقیانوسی، هر چند هنگامی که نیروی جریان آب از نیروی باد بیشتر است جریانه‌های اقیانوسی در مطابقت با نیروی کریولیس و شکل سواحل از حدود قلمرو بادهای غالب تجاوز کرده و تأثیر قابل توجهی بر روی مناطق دیگر می‌گذارند.
- ۳- گردش قائم آب و محتوای اکسیژن، پلانکتون و جانوران دیگر آب. غالباً تمام این عوامل با عرض جغرافیائی بتدریج تغییر می‌یابد ولی برای تعیین مرزهای مناطق جغرافیائی در لایه‌های سطحی اقیانوس به مرزهای طبیعی مانند خطوط همگرای توده آبهای مهم، حاشیه بانکیزهای دائمی و فصلی در نواحی قطبی و محورهای مداری مراکز فشار (کم و بیش زیاد) اهمیت داده شده است. با توجه به این واقعیت که این مرزها معمولاً باهم تطبیق نمی‌کنند، علاوه بر تعیین مناطق جغرافیائی، تشخیص منطقه انتقال هم لازم است. در نقشه ضمیمه (شکل ۱-۵) مرزهای مناطق جغرافیائی اقیانوسها یا روی حدود طبیعی و یا در طول خطوطی که چند مرز طبیعی با هم مطابقت می‌کند ترسیم شده است، در قسمتهائی که مرزهای طبیعی با هم مطابقت ندارد، حد وسط آنها مرز دو منطقه در نظر گرفته شده است.

مناطق جغرافیائی اقیانوسها و ویژگیهای هریک به شرح زیر می‌باشد:

۱ - منطقه قطب شمال

این منطقه شامل حوضه (چاله) قطب شمال در اقیانوس منجمد شمالی است اگر چه بیلان تابش در اینجا مثبت است (۱۰-۲ کیلو کالری بر سانتیمتر مربع در سال) ولی تمام حرارت به مصرف ذوب یخ و تبخیر می‌رسد. میانگین درجه حرارت هوا و لایه‌های سطحی اقیانوس زیر صفر است و اقیانوس تقریباً به طور دایم به وسیله یک لایه یخی پوشیده شده است. آب در زیر پوشش یخی بیشتر به علت تأثیر گلف استریم بالاتر از نقطه انجماد می‌ماند. آب از نظر جانداران فقیر است. مرز جنوبی منطقه به حاشیه بانکیزهای همیشگی می‌رسد که تقریباً با پیرامون منطقه فشار زیاد قطب شمال مطابقت می‌کند.

۲- منطقه مجاور قطب شمال

شامل پهنه‌هایی از اقیانوس و دریا‌های باز می‌باشد. مرز جنوبی آن در داخل حدودی است که یخ‌های فصلی (بانکیزهای فصلی) و کوه‌های یخی (آیسبرگ‌ها) می‌توانند ظاهر شوند و از هر حیث با کمربند فشار کمی که از مراکز فشار کم ایسلند و آلتوسین می‌گذرد تطبیق می‌کند (با در نظر گرفتن جریانهای اقیانوسی) (شکل ۱-۵). بادهای شمال شرقی - که از پیرامون منطقه قطب شمال می‌وزد - در شمال این منطقه، و بادهای غربی و جنوب غربی منطقه معتدل، در جنوب آن تسلط دارد.

در منطقه مجاور قطب شمال هوای قطبی در زمستان و هوای معتدل در تابستان غلبه دارد. بیلان تابش ۲۰-۳۰ کیلو کالری بر سانتیمتر مربع در سال است و هر تابستان حرارت خورشید پس از ذوب یخها آب را تا ۵+ درجه سانتیگراد گرم می‌کند. در تابستان این منطقه نور زیاد و حرارت کافی برای رشد مقادیر زیادی پلانکتون گیاهی و جانوری وجود دارد (بعضاً ۲۰۰ میلی گرم در متر مکعب) که ماهی، پرندگان و حتی نهنگ‌ها (وال) را جلب می‌کند، اگر چه آخری (وال) تقریباً از بین رفته است.

۳- منطقه معتدله

منطقه معتدله با حاکمیت باد معتدل مشخص می‌شود که جهت آن غربی است. بیلان تابش حدود ۴۰ کیلو کالری بر سانتیمتر مربع در سال است. حرارت متوسط سالانه آب نزدیک به ده درجه سانتیگراد می‌باشد. این منطقه محل فعالیت توفانهای سیکلونی و بارش زیاد است. درجه شوری آبهای سطحی ۳۳ در هزار یعنی کمتر از شوری متوسط (۳۵ در هزار) دنیای اقیانوس می‌باشد. آب از اکسیژن و املاح تغذیه‌ای غنی است. فراوانی پلانکتون گیاهی به آب رنگ سبز می‌دهد. مقدار پلانکتون جانوری به ۲۰۰ میلی گرم در متر مکعب می‌رسد (در بعضی نقاط از ۵۰۰ میلی گرم نیز بیشتر است). دو سوم ماهی دنیا از این آبهای غنی صید می‌شود.

۴- منطقه فوق مداری

در این منطقه بیلان تابش حدود ۷۵ کیلو کالری بر سانتیمتر مربع در سال است. درجه حرارت متوسط سالانه آب در نیمکره جنوبی ۱۵ و در نیمکره شمالی ۱۶ درجه می‌باشد. در زمستان هوا معتدل است و عبور هوای غربی و بادهای سیکلونی غلبه دارد. این منطقه در تابستان به هوای مداری فشار زیاد و بادهای ناپایدار راه می‌دهد. در این فصل کناره شرقی قاره‌ها در

معرض وزش بادهای جنب شرقی (موسمی استوائی) است. مرز جنوبی منطقه فوق مداری از مراکز فشار زیاد آزور و هاوایی می‌گذرد.

بادهای جنوب غربی و غربی در شمال و بادهای ناپایدار شمال شرقی منطقه مداری در جنوب آن تسلط دارد. تابستان خشک و گرم موجب تبخیر شدید و بالا رفتن درجه شوری بخصوص در دریا‌های داخلی می‌شود. درجه شوری متوسط مدیترانه ۳۸ در هزار و برای دریای سرخ ۴۰ در هزار است.

عدم اختلاط آبهای اقیانوس در جهت قائم میزان اکسیژن و پلانکتون را کاهش می‌دهد، بخصوص پلانکتون جانوری به ۵۰-۱۰۰ میلیگرم در متر مکعب کاهش می‌یابد. به همین علت آبهای این منطقه از نظر صید ماهی چندان غنی نیست.

منطقه مجاور استوائی

ویژگی این منطقه تغییر فصلی هوای مداری به استوائی است. در تابستان بادهای موسمی جنوب شرقی تسلط دارد برای بقیه سال وزش بادهای تجارتی شمال شرقی و شرقی جای آن را می‌گیرد.

در تابستان، وقتی بادهای آلیزه جنوبی و جریان اقیانوسی ناشی از آن به نیمکره شمالی پیشروی می‌کند، بادهای موسمی تابستانی شدت یافته، وزش بادهای آلیزه شمالی را قطع می‌نماید.

حدود جریان استوائی شمال از شرق به غرب مرزهای منطقه فوق استوائی را مشخص می‌کند. بیلان تابش حد متوسطی به ارزش ۱۲۰ کیلو کالری بر سانتیمتر مربع در سال دارد. درجه حرارت متوسط آب ۲۵ درجه سانتیگراد است. به علت ضعف اختلاط قائم، اکسیژن آب کم بوده و تنها مقدار ناچیزی پلانکتون (جانوری ۷۰-۵۰ میلیگرم در متر مکعب) وجود دارد. چنانچه به استوا نزدیک شویم مقدار ابر و باران به میزان قابل توجه افزایش می‌یابد تا جایی که درجه شوری تا ۳۴ در هزار پائین آمده است.

۷- منطقه استوائی

این منطقه با هوای گرم و مرطوب استوائی، فراوانی ابر، باران سنگین، نسیم ملایم و کالم مشخص شده است. ولی نزدیک شدن بادهای آلیزه شمالی و جنوبی به همدیگر و ایجاد یک

جبهه که بعضاً با فعالیت سیکلونی و توفان همراه است گاهی این نظم را بهم می‌زند .
 بیلان تابش در حدود ۱۱۵ کیلوکالری بر سانتیمتر مربع در سال است. هوای مرطوب
 مانع تبخیر شده بیشتر حرارت، جذب آب می‌شود به طوری که حرارت آب به ۲۸ درجه می‌رسد
 در منطقه استوائی درجه شوری از حد معمولی پائین تر است .

در مرزهای بین منطقه مداری و استوائی به سبب اختلاط قابل توجه آبها، میزان اکسیژن
 زیاد است. انواع جانوران زیاد (نزدیک به ۴۰۰۰ نوع) و مقدار آن قابل توجه می‌باشد (پلانکتون
 جانوری بیش از صد میلیون در متر مکعب) .

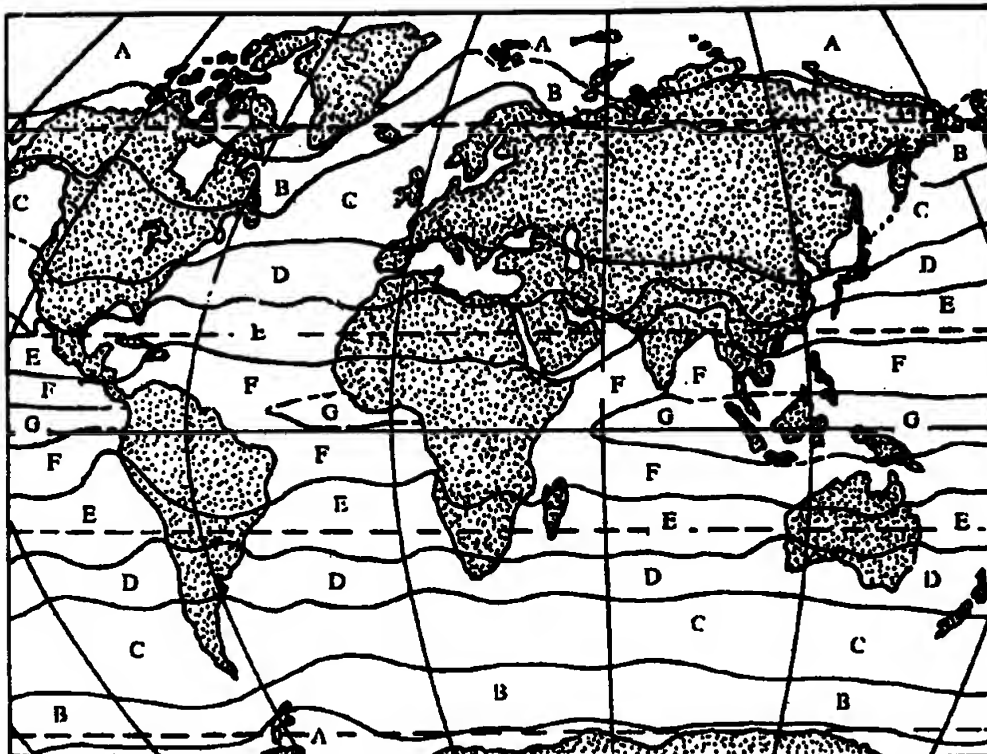
مناطق جغرافیائی در آبهای نیمکره جنوبی بخصوص در عرضهای مداری (تروپیکال)
 دارای همان ویژگیهای مناطق نیمکره شمالی است. مناطق مجاور قطب جنوب و معتدله در
 نیمکره جنوبی از مناطق متقابل در نیمکره جنوبی متفاوت است، زیرا در نیمکره جنوبی پهنه
 آبی یکپارچه این مناطق را تشکیل می‌دهد، بعلاوه فعالیت آتمسفر در این مناطق بیشتر از نیمکره
 شمالی است .

منطقه معتدله جنوبی و منطقه مجاور قطبی جنوبی به وسیله خط (ناحیه) همگرای
 آبهای معتدله و قطبی از همدیگر جدا شده است. در زمستان (جولای) حد یخهای شناور و
 آیسبرگ‌های تخت^۱ از ۵۰۰-۶۰۰ کیلومتری جنوب این خط عبور می‌کند .

حد شمالی منطقه قطب جنوب از مراکز نواحی کم فشار دائمی اطراف قطب جنوب
 می‌گذرد. این خط واگرای قطب جنوب که اغلب با حاشیه بانکیزهای دائمی و یخچالهای
 دشتاب مطابق است مسیر توفانها و سیکلونها را نشان می‌دهد .

در شمال این خط بادهای غالب از شمال غربی می‌وزد و در جنوب آن در منطقه قطبی
 بادهای نیرومند جنوب شرقی تسلط دارد. بادهای جنوب شرقی از پیرامون آنتی سیکلون دائمی
 قطب جنوب می‌وزد. جریان اقیانوسی که با جهت غربی به دور قاره حرکت می‌کند ناشی از این
 باد است .

در منطقه معتدله و مجاور قطبی نیمکره جنوبی در نتیجه تلاطم زیاد، آب از اکسیژن و
 پلانکتون غنی است. در این دو منطقه میزان پلانکتون جانوری ۱۰۰-۲۰۰ میلیون در متر
 مکعب می‌باشد، ولی در آبهای ساحلی منطقه قطب جنوب به ۵۰ میلیون کاهش می‌یابد .



A - منطقه قطبی B - منطقه مجاور قطبی C - منطقه معتدله D - منطقه فوق مداری

E - منطقه مداری F - منطقه مجاور استوائی G - منطقه استوائی

شکل ۱-۵- مناطق جغرافیائی اقلیم‌ها

فصل ششم

دریاچه‌ها

نزدیک به ۲۳۰۰۰۰ کیلومتر مکعب آب در فرورفتگیها و چاله‌های مختلف سطح خشکیها جمع شده دریاچه‌ها را بوجود آورده است. دریاچه‌ها در چشم‌انداز جغرافیائی زمین از شکلهای موقتی بشمار می‌رود، گرچه در مقایسه با عمر انسان بیشتر آنها دائمی به نظر می‌آید. قدمت بعضی از مقایسه با عمر انسان بیشتر آنها دائمی به نظر می‌آید. قدمت بعضی از دریاچه‌ها از تاریخ پیدایش انسان نیز بیشتر است. در مقابل، دریاچه‌هایی هم بوده‌اند که پیدایش و از بین رفتن آنها بیش از چندین سال طول نکشیده است. بهر حال هر دریاچه با هر عمق و وسعتی و در هر موقعیت جغرافیائی عمر محدودی دارد و سرانجام محکوم به فناست.

برای تشکیل یک دریاچه، وجود یک چاله بسته، یعنی چاله‌ای که از هر طرف محصور باشد، و آبی که آنرا پر کند کافی است. چاله‌های بزرگ و کوچک با فرایندهای مختلف و مکانیزمهای متفاوت در هر منطقه از سطح خشکیها تشکیل می‌شود. آب هم در هر ناحیه‌ای بمقدار کم یا زیاد پیدا می‌شود، بنابراین دریاچه‌ها را در هر عرض جغرافیائی و در هر ارتفاعی که آب حداقل مدتی از سال به صورت مایع باشد، می‌توان پیدا کرد. سطح دریای مرده (بحرالمیت) ۳۹۴ متر پائین‌تر از سطح اقیانوسها است. در حالی که دریاچه تی‌تی‌کاکا^۱ واقع در مرز میان پرو و بولیوی در ارتفاع ۳۹۰۰ متری جای دارد. در کشور خودمان سطح دریاچه مازندران قریب ۲۵ متر پائین‌تر از دریاهاست در حالی که به فاصله ۷۰ کیلومتر در غرب آن دریاچه کوچکی در سبلان در ارتفاع ۴۸۰۰ متری قرار گرفته است.

در مناطق پر باران استوائی تعدد دریاچه‌ها یک امر طبیعی است. در مقابل، در فنلاند و کانادا در مجاورت دایره قطبی دریاچه‌ها اشکال حاکم در چشم‌انداز طبیعی این کشورها می‌باشد.

مناطق بیابانی به سبب شرایط نامساعد، جایی است که کمتر انتظار دیدن دریاچه می رود با وجود این در حواشی بیابانها دریاچه های زیادی، هرچند موقتی و کم اهمیت، می توان مشاهده کرد.

مقدار آب تمام دریاچه ها اعم از شور یا شیرین، در مجموع آب قابل دسترسی دنیا خیلی ناچیز است (۱۶ درصد) با وجود این به سبب نقش آنها در زندگی انسان و فعالیتهای اقتصادی، از اهمیت خاصی برخوردار است. دریاچه های آب شیرین در مناطق مختلف ضمن اینکه مخازن آب مصرفی انسانها در زمینه های مختلف بهداشتی و کشاورزی و صنعت است در عین حال قسمتی از پروتئین مورد نیاز ساکنین اطراف آنها تأمین می کند. دریاچه های شور، مخازن املاحی است که می تواند پایه صنایع شیمیائی در یک ناحیه باشد و یا آنها تکمیل کند. هر دو نوع دریاچه، ضمن اینکه راههای ارتباطی سهل و آماده ارائه می کنند، در تعدیل یا تعیین اقلیم یک محل و بعضاً یک ناحیه (جایی که وجود چندین دریاچه ناحیه خاصی را ایجاد می کند) نیز نقش مهمی دارد. وجود افسانه های مختلف درباره اغلب دریاچه ها، توجه انسانها را از گذشته دور به این پدیده طبیعی نشان می دهد.

پیدایش دریاچه ها با فرآیندهای مختلفی ارتباط دارد که چاله های بسته را ایجاد می کند. در هر ناحیه که آب برای پر کردن چنین چاله هایی فراهم باشد در آنجا امکان فرسایش نیز خواهد بود و حاشیه دریاچه سریعتر از آنچه تشکیل شده شروع به تخریب و از بین رفتن خواهد کرد. این پدیده هنگامی که دریاچه دارای یک جریان خروجی سطحی باشد خیلی سریعتر اتفاق می افتد. در خلال آن آبهای وارده مواد مختلف تخریبی را به داخل دریاچه حمل کرده و چاله آنها پر می کند و فعالیت زیستی جانداران نیز به این عمل کمک می کند. از این رو طبیعی است که طول زندگی یک دریاچه محدود باشد.

بعضی از دریاچه ها در اثر تغییرات اقلیمی از بین می رود. هنگامی که شرایط اقلیمی خشک بر حوضه آبرگیر دریاچه ای حاکم شد آنها در مدت کوتاهی به یک کویر تبدیل می کنند. در دریاچه هایی هم که وجود آنها به یک رشته آب جاری بستگی دارد پدیده تصرف و انحراف می تواند سبب از بین رفتن دریاچه گردد.

طبقه بندی دریاچه ها

برای مطالعه دریاچه ها می توان آنها را براساس ویژگیهای فیزیکی و شیمیائی آب آنها و

یا بر پایه خصوصیات مرفولوژیکی چاله‌های دریاچه‌ای طبقه‌بندی کرد.

ویلیام موریس دیویس^۱ در سال ۱۸۸۲ در یکی از نوشته‌های خود تمام چاله‌ها را برحسب عمل ساختمانی^۲، تخریبی^۳ و سدکنندگی^۴ فرآیندها در سه گروه طبقه‌بندی کرده است. ا. پنک^۵ در سال ۱۸۸۲ و سوپان^۶ در ۱۸۹۶ نیز طبقه‌بندی مشابهی را بکار برده‌اند. همچنین دیویس در سال ۱۸۸۷ طبقه‌بندی چاله‌های دریاچه‌ای را براساس مراحل تکامل مرفولوژیکی مورد توجه قرار داده و در آن به تبیین کثرت دریاچه‌ها در توپوگرافی جوان و کمی تعداد آن در توپوگرافی رسیده و بالغ تأکید کرده است، که یک واقعیت مهم یعنی ناپایداری دریاچه‌ها را می‌رساند.

فورل^۷ دانشمند سوئسی در سال ۱۸۹۲ دریاچه‌ها را برحسب ویژگیهای حرارتی آب آنها در سه گروه دریاچه‌های مداری، معتدل و قطبی طبقه‌بندی کرده است.

امانوئل دمارتون^۸ جغرافیدان مشهور فرانسوی نیز در کتاب جغرافیای طبیعی عمومی (که خلاصه آن به فارسی ترجمه شده است) دریاچه‌ها را براساس منشاء چاله آنها در دو گروه: چاله‌های ایجاد شده در سنگهای محلی و چاله‌های سدی طبقه‌بندی کرده است.

بعضی از دانشمندان نیز چاله‌های دریاچه‌ای را براساس عوامل ایجاد کننده آنها طبقه‌بندی کرده‌اند. از آن جمله کار هاجینسن^۹ در اینجا قابل ذکر است. این دانشمند در کتابی به نام «رساله‌ای در دریاچه‌شناسی»^{۱۰} ۷۶ نوع دریاچه را تشریح کرده و آنها را در ۱۱ گروه طبقه‌بندی کرده است.

هر یک از طبقه‌بندیهای فوق از دیدگاهی حائز اهمیت بوده و می‌تواند مبنای مطالعه قرار گیرد. در جغرافیا، با توجه به اینکه پراکندگی ناحیه‌ای اشکال و پدیده‌ها اهمیت زیاد دارد، طبقه‌بندی براساس عوامل سازنده چاله‌ها نتیجه بهتر خواهد داشت از این‌رو در اینجا دریاچه‌ها مطابق طبقه‌بندی اخیر مورد مطالعه قرار گرفته است. یادآوری این نکته نیز لازم است که اگر

1 - W.M. Davis

2 - Constructive

3 - Destructive

4 - Obstructive

5 - A. Penck

6 - Supan

7 - F.A. Forel

8 - E. de Martonne

9 - G. Evelyn Hutchinson

10 - A. Treatise on Limnology

تیپ‌های مختلف دریاچه‌ها در داخل هر گروه مطابق طبقه‌بندی داویس برحسب عمل ساختمانی، تخریبی و سدکنندگی عوامل به‌دسته و یا گروه‌های فرعی تقسیم کنیم در آن صورت تقسیمات فرعی نواحی نیز مشخص خواهد شد.

طبقه‌بندی دریاچه‌ها براساس منشاء چاله آنها

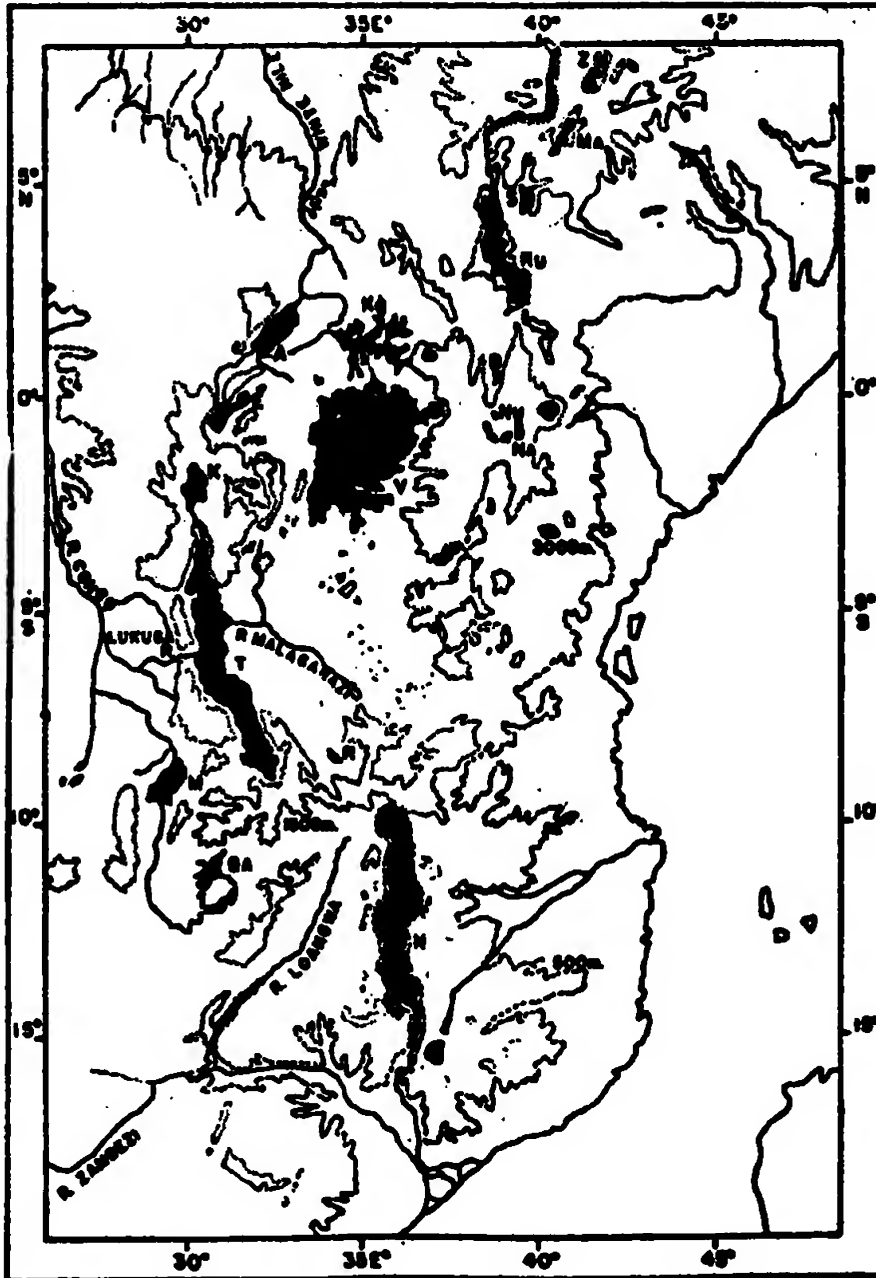
۱- دریاچه‌های زمین‌ساختی (تکتونیکی)

چاله اغلب دریاچه‌های بزرگ دنیا منشاء تکتونیکی دارد. دریاچه مازندران که وسعت آن از بعضی دریا‌های داخلی و کناری هم بزرگتر است در اثر حرکات خشکی‌زائی ایجاد شده است. این دریاچه و همچنین دریاچه آرال در شرق آن، بقایای دریا‌های قدیمی است که پس از تحولات زیاد سرانجام در دوران چهارم به‌شکل کنونی در آمده است.

در زمین‌های جدیدی که در اثر حرکات خشکی‌زائی از زیر آب بیرون می‌آیند گاهی سطح رسوبات ناهموار بوده و چاله‌هایی در آنها وجود دارد که به‌دریاچه تبدیل شود. مانند دریاچه اوکی‌چوبی^۱ در فلوریدا. برخی از دریاچه‌ها در نتیجه تاب برداشتن حواشی یک حوضه به‌سوی بالا تشکیل شده است. دریاچه ویکتوریا در آفریقا با چنین مکانیزمی بوجود آمده است.

حرکات کوه‌زائی نیز با ایجاد ناودیس‌های بسته و فرورفتگی‌های مختلف چاله‌هایی تشکیل می‌دهد گاهی یک تاقدیس انتهای پست یک دره ناودیسی را سد کرده و سبب جمع شدن آبها و تشکیل دریاچه می‌شود.

حوضه‌های سوبسیدانس هم نمونه دیگر از چاله‌های تکتونیکی است گسل‌ها نیز به‌طریق مختلف چاله‌های تکتونیکی بوجود می‌آورد. نوع خیلی مهم آنها حوضه‌های مابین گسل‌ها یعنی ریف‌های بسته است، عمیق‌ترین دریاچه دنیا یعنی بایکال (۱۷۴۱ متر عمق) در یک ریف (گرابن) جای دارد. دریاچه تانگانیکا و آلبرت در آفریقا نیز همین حالت را دارد (شکل ۱-۶).



شکل ۱-۶- پراکندگی جغرافیائی دریاچه‌های شرق آفریقا که عموماً منشأ تکتونیکی دارند. دریاچه‌های بزرگ و معروف عبارتند از: ویکتوریا (V) که از تاب برداشتن حاشیه یک حوضه بوجود آمده است. دریاچه آلبرت (A)، ادوارد (E)، کی‌ود (K)، تانگانیکا (T) و نیاسا (N) از دریاچه‌های ریفتهی (گراین) می‌باشند. «۲۵»

در پای پرتگاههای گسلی نیز هنگامی که شیب توپوگرافی به سوی دیواره پرتگاه باشد جمع شدن آبها به تشکیل دریاچه می انجامد.

گسل‌هایی که جابجائی افقی دارند. زمانی که دره‌ها را به‌طور عرضی قطع می‌کنند بعضاً با راندن پشته‌ها به‌مقابل دره‌ها، آنها را سد کرده و دریاچه‌های طویل و باریک بوجود می‌آورند (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶ - سد شدن دره‌ها و تشکیل دریاچه در اثر گسل‌های دارای جابجائی افقی

۲- دریاچه‌های آتشفشانی

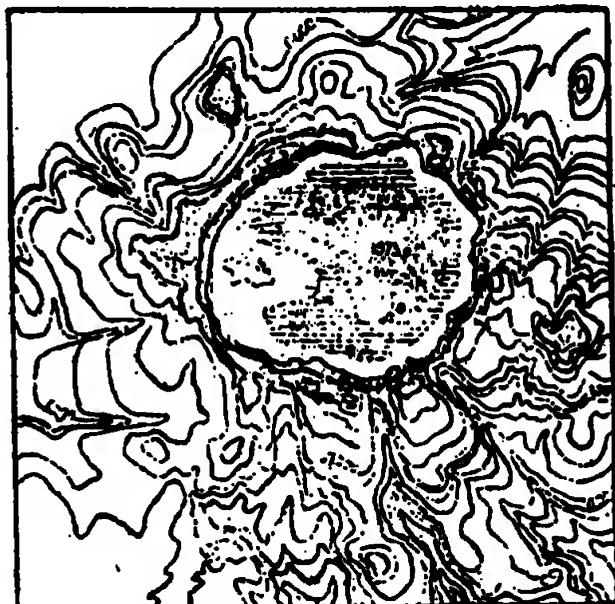
فعالیت آتشفشانی نیز به‌صور مختلف چاله‌های دریاچه‌ای ایجاد می‌کند. نمونه‌های فراوانی وجود دارد که با عمل ساختمانی یا عمل تخریبی و یا عمل سد کنندگی آتشفشانی در ارتباط است. دهانه مخروط‌های آتشفشانها در شرایط مساعد به دریاچه‌های مدور تبدیل می‌شود. در قله سبلان و سهند نمونه‌هایی از این تیپ وجود دارد. ماآر^۱ چاله‌ای که با یک انفجار ساده تشکیل یافته و دهانه فرعی آتشفشانهاست، نیز چنین شکلی دارد (مانند دریاچه آورنوس^۲ در ایتالیا) این نوع دریاچه‌ها غالباً عمیق بوده و از برف و باران تغذیه می‌کنند.

در کالدرها که چاله‌های وسیع در روی ساختهای آتشفشانی است دریاچه‌های بزرگتری ایجاد می‌شود. مشهورترین نمونه آن «دریاچه کراتر»^۳ در اورگون است که قطر کالدرها به‌هشت کیلومتر می‌رسد و مخروط جدید آن بصورت جزیره در آمده است (شکل ۳-۶).

1 - Maar

2 - Avernus

3 - Crater Lake



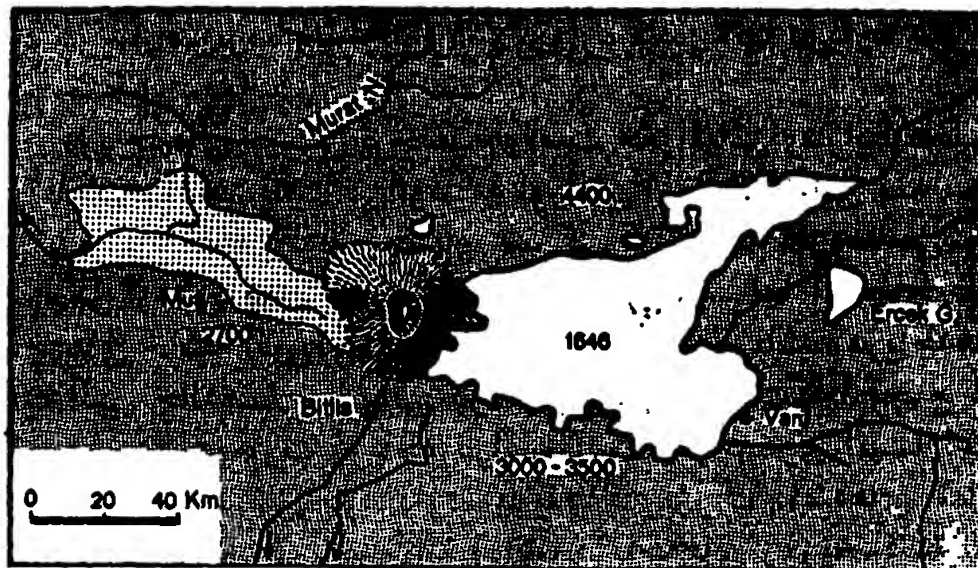
شکل ۳-۶- نقشه «دریاچه کراتر» در اورگون

بعضی از دریاچه‌ها در اثر بسته شدن یک حوضه توسط یک یا چند مخروط آتشفشانی و یا گدازه‌های آن تشکیل شده است. دریاچه وان در ترکیه یک دریاچه سدی است که در اثر بسته شدن قسمتی از حوضه موش^۱ توسط مخروط و گدازه‌های آتشفشان نمرود بوجود آمده است^۲ (شکل ۴-۶).

بسته شدن دره‌ها توسط جریان گدازه یا لاهار (گل و لکانیک) پدیده‌ای است که فراوان دیده می‌شود. در دره لار (در البرز) آثار چندین دریاچه وجود دارد که بوسیله سد گدازه تشکیل و بعدها از بین رفته است.

1 - Mush

۲ - دریاچه‌های وان، ارومیه و دریاچه گوگجه (در قفقاز) در نوشته‌های قدیمی بقایای دریاچه‌های گذشته معرفی شده است. ولی در نتیجه تحقیقات بعدی معلوم شده که دریاچه وان یک دریاچه سدی است و دریاچه ارومیه نیز در نتیجه حرکات تکنونیک جدید تشکیل شده است.



شکل ۴-۶- تشکیل دریاچه وان در اثر سد شدن بخشی از حوضه موش

بوسیله آتشفشان نمرود (از Izbirak R.)

۳- دریاچه‌های یخچالی

در مناطقی که در کواترنر در معرض فرسایش یخچالی قرار داشته و اکنون بیرون از قلمرو یخچالهاست، چاله‌های دریاچه‌ای مختلف به تعداد زیاد دیده می‌شود. این چاله‌ها با عمل کاوشی، یا تراکمی یخچالها بوجود آمده و یا در اثر ایجاد یک سد بوسیله یخرفتها شکل گرفته است.

کوچکترین چاله‌های دریاچه‌ای ناشی از عمل کاوشی یخچالها را در دریاچه‌های سیرکی می‌بینیم. تجمع آب در سیرکهای قدیمی دریاچه‌های کوچک ولی اکثراً عمیق بوجود آورده است. شکل بیشتر آنها شبیه دایره یا بیضی است. عمق بعضی‌ها به صدمتر و بیشتر از آن می‌رسد. در بعضی از نقاط چند سیرک یخچالی به صورت پله‌پله در پشت سرهم قرار گرفته و دریاچه‌های پلکانی ایجاد شده است. در مواردی هم چند سیرک در کنار هم بوده و با ازین رفتن دیواره مابین آنها دریاچه سیرکی مرکب تشکیل شده است.

دریاچه‌های سیرکی برحسب موقعیت جغرافیائی و شرایط محلی در ارتفاعات مختلف یافت می‌شود. به‌طورکلی از مناطق قطبی به‌سوی استوا بر ارتفاع نقاطی که دریاچه‌های سیرکی قرار دارد، افزوده می‌شود. نوع دیگر از دریاچه‌ها که با عمل کاوشی یخچالها ارتباط دارد

دریاچه‌های حاشیه آلپی^۱ و دریاچه‌های فیورد می‌باشد. دریاچه‌های حاشیه آلپی چاله‌های انتهائی دره‌های یخچالی است که با تجمع آب در آنها امروزه به صورت دریاچه در آمده است. در جلوی آنها اغلب سدهائی از یخرفت نیز وجود دارد. دریاچه‌های بزرگ دامنه‌های شمالی و جنوبی آلپ از این تیپ می‌باشد (مانند دریاچه‌های زوریخ، کنستانس، لمان (ژنو) و ...) این نوع دریاچه‌ها شکل کشیده داشته و در پشت سر آنها دریاچه‌هائی به همان شکل ولی کوچکتر در طول دره‌های یخچالی قدیمی ردیف شده است. دریاچه نوع حاشیه آلپی در اطراف تمام کوه‌هائی که تحت استیلای یخچالهای دوران چهارم بوده است مشاهده می‌شود.

قلمرو دریاچه‌های فیورد سواحل اسکاندیناوی، کانادا، آلاسکا در نیمکره شمالی و سواحل شیلی در آمریکای جنوبی است. این دریاچه‌ها در پشت سر فیوردها و در امتداد آنها به شکل باریک و کشیده قرار دارند. در واقع گودیهای حفر شده بوسیله یخ در بخشهای بالائی فیوردها می‌باشند. دریاچه هورنیندالس^۲ واقع در غرب نروژ یک دریاچه فیوردی است که به سیستم نورد فیورد^۳ (فیورد شمالی) وابسته بوده و با ۵۱۴ متر عمق، ژرفترین دریاچه اروپا بشمار می‌آید.

در عرضهای بالا، روی زمینهای که زیر توده یخ عظیم یخچالهای قاره‌ای (انلاندسیس‌ها) بوده است، چاله‌های بزرگ و کوچک زیادی وجود دارد که در سنگهای نرمتر در نتیجه فرسایش تفریقی (دیفرانسیل) یخ تشکیل شده است. منشاء خیلی از دریاچه‌های کانادا و اسکاندیناوی چنین است. دریاچه‌های بزرگ لورانسن^۴ یا دریاچه‌های پنجگانه در آمریکای شمالی بزرگترین چاله‌هائی است که در نتیجه عمل تخریبی یخ بوجود آمده است. شکل ۵-۶ مراحل تشکیل این دریاچه‌ها را نشان می‌دهد.

در فنلاند هزاران دریاچه کوچک در فاصله بین تپه‌های یخرفتی از قبیل دروملین^۵ و اسکر^۶ ایجاد شده است. کف این چاله‌ها عموماً با لایه‌ای از رس، غیر قابل نفوذ گشته است. در کوهستانهای گاهی زیانه یخ در محل ورود به دره اصلی یک رود با ایجاد سد در مقابل آن سبب تشکیل دریاچه می‌شود دریاچه مارجلن^۷ در آلپ که با یخچال آکس^۸ سد شده است نمونه

1 - Subalpine lakes

2 - Hornindals

3 - Nord Fjord

4 - Luarentian Great Lakes

5 - Dromlin

6 - Esker

7 - Marjelen

8 - Aletsch

معروف این گونه دریاچه‌هاست. سدهای یخرفتی فراوان‌تر دیده می‌شود، این سدها همان یخرفتهای پیشانی است که در جلوی زیانه یخ در دره‌ها رانده شده و پس از عقب‌نشینی یخچال به‌صورت سدی در جلوی فرورفتگی ناشی از کاوش یخ باقی مانده است.

یخرفتهای پیشانی در یخچالهای قاره‌ای (اتلاندسیس) به‌تشکیل دریاچه‌های وسیع‌تر امکان می‌دهد. بایستی توجه داشت که دریاچه‌های تشکیل شده در پشت مورن‌های پیشانی یک دریاچه سدی ساده نیست. یخ در موقع پیشروی بستر خود را بشدت ساییده و آنرا گود می‌کند، تراکم یخرفت در جلوی آن در واقع سبب افزایش عمق دریاچه می‌شود.

دریاچه‌های کارستیک^۱

در مناطق آهکی چاله‌های فراوان به‌صور مختلف و در اندازه‌های متفاوت دیده می‌شود که همگی در اثر انحلال سنگ آهک بوجود آمده است. بعضی از این چاله‌ها در صورت وجود آب کافی و شرایط دیگر، به‌دریاچه تبدیل می‌شود سطح آب در آنها تغییرات نامنظم دارد. نوسان سطح آب در دریاچه‌های کارستیک به‌سبب بسته شدن منافذ ورودی و یا خروجی آب (پونورها)^۲ است و یا اینکه ایجاد یک منفذ خروجی یا ورودی جدید سطح آب را بالا و پائین می‌برد.

تشکیل چاله‌های کارستیک، یا در اثر انحلال مستقیم سنگهای سطحی زمین بوده و یا به‌سبب انحلال لایه‌های زیرین و نشست سنگهای بالائی می‌باشد. در بعضی موارد نیز آب ضمن بالا آمدن از سنگهای آهکی، سنگهای مجاور خود را حل کرده از این طریق حفره‌ای ایجاد می‌کند و با رسوب مواد محلول در حاشیه حفره، آنرا وسیع‌تر می‌سازد. دریاچه مشهور تخت سلیمان با چنین مکانیزمی بوجود آمده است. دریاچه تخت سلیمان در دره ساروق در آذربایجان غربی (در ۴۲ کیلومتری تکاب) روی تپه‌ای از تراورتن حفره بیضی شکلی است که قطرهای آن ۱۱۵ و ۸۰ متر است و حداکثر عمق دریاچه به ۱۱۲ متر می‌رسد.

ساده‌ترین شکل دریاچه در مناطق آهکی، دریاچه‌های گرد و چاه مانند است که از پر شدن یک دولین^۳ از آب بوجود آمده است. دریاچه‌های اووالا^۴ در چاله‌هائی است که از بهم پیوستن دو یا چند دولین تشکیل می‌شود. دریاچه‌های وسیع در پولیه‌ها^۵ قرار دارند. پولیه چاله

1 - Karstic

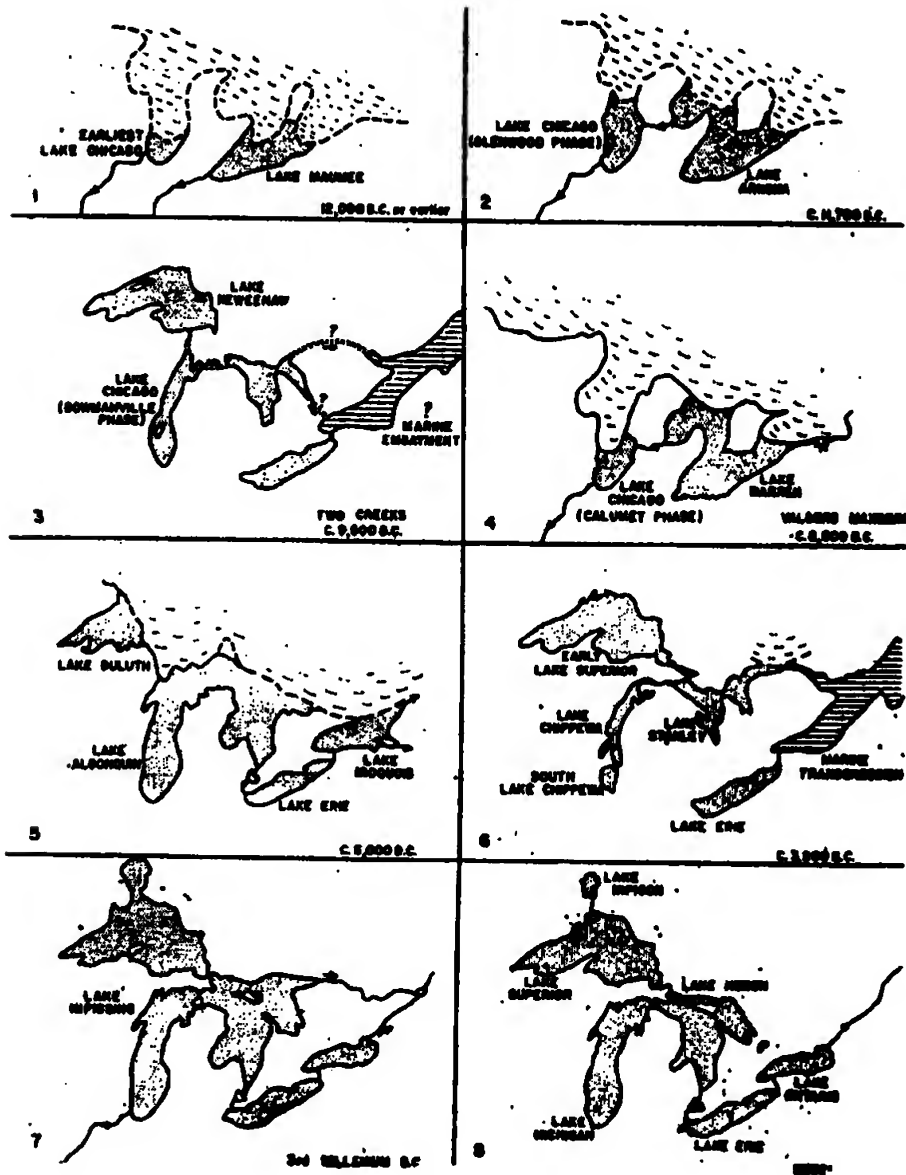
2 - Ponur

3 - Doline

4 - Uvala

5 - Polje

خیلی بزرگ بوده و به‌طور عمده از انحلال سنگهای آهکی در حوضه‌های تکتونیکی شکل می‌گیرند. دریاچه‌های واقع در پولیه‌ها را دریاچه‌های تکتونو - کارستیک می‌گویند.



شکل ۵-۶- مراحل تشکیل دریاچه‌های پنجگانه در آمریکای شمالی «۲۵»

انحلال آهک (همچنین گچ و نمک) در زیر لایه‌های غیر قابل حل سبب نشست زمین شده و چاله‌هایی به شکل‌های مختلف ایجاد می‌شود.

کف بعضی از غارهای آهکی نیز با آب اشغال شده و به صورت دریاچه در می آید که این نوع دریاچه نیز جزء دریاچه‌های کارستیک بشمار می آید. شکل این گونه دریاچه‌ها تابع شکل غارها بوده و به صورت مختلف دیده می شود. چون غارهای آهکی در واقع دره‌های زیرزمینی بوده و دارای شاخه‌های متعدد می باشد. اینگونه دریاچه‌ها نیز به صورت رودهای پر پیچ و خم و دارای انشعابهای زیاد دیده می شوند. نمونه زیبایی از این نوع دریاچه در مسیر همدان - بیجار در غار علی صدر وجود دارد.

ویژگی عمومی دریاچه‌هایی که در مناطق آهکی در سطح زمین دیده می شوند، تغییرات نامنظم سطح آب آنهاست.

۵- دریاچه‌های ناشی از فرآیندهای ساحلی

در نتیجه عمل دریا در سواحل پست دریاچه‌هایی بوجود می آید که به آنها مرداب^۱ می گویند. مردابهای ساحلی با نوار باریکی از دریا جدا شده است. بعضی ها با مجرای کم عرضی با دریا در ارتباط است. برخی دیگر ارتباط دائمی با دریا نداشته و فقط به هنگام مد و یا در اثر امواج بزرگ مقداری از آب دریا وارد آنها می شود. باریکه خشکی که مرداب را از دریا جدا می کند در نتیجه تراکم مواد تخریبی و آبرفتها بوجود آمده است. جریان ساحلی مواد مختلف حاصل تخریب سواحل و یا آبرفتهای وارده بر آنرا در طول ساحل حمل می کند. این مواد در مقابل خلیجها از یک دماغه به سوی دماغه دیگر حرکت کرده و در قسمتهای عمیق ته نشین می شود. تداوم این پدیده سبب پیدایش زبانهای می شود که به آن تیر ساحلی یا پیکان ساحلی^۲ می گویند. رشد تیر ساحلی قسمتی از دریا را بتدریج جدا کرده و سرانجام آنرا به صورت مرداب در می آورد. مردابها در تمام سواحل پست دریاها و بعضاً دریاچه‌ها دیده می شود. بزرگترین نمونه آنها در سواحل جنوبی دریای بالتیک در خاک آلمان وجود دارد.

مرداب انزلی و خلیج گرگان دو نمونه خوب در سواحل جنوبی دریاچه مازندران است. مرداب انزلی قریب ۲۰۰ کیلومتر مربع و خلیج گرگان دو برابر آن وسعت دارد. عمق هر دو بیش از چند متر نیست و هر دو با مجرای باریکی به دریاچه مازندران راه دارند.

خلیج قره‌بغار هم در کرانه شرقی دریاچه مازندران با ۱۸۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت، مردابی بیش نیست که از دریاچه جدا شده است و با مجرائی به عرض ۱۵۸ متر به دریا وصل است سطح آب در خلیج قره‌بغاز به سبب تبخیر شدید همیشه پائین تر از سطح دریاست از اینرو

آب دریا دائماً از این مجرا به سوی خلیج جریان دارد.

۶- دریاچه‌های ناشی از ریزش و لغزش زمین^۱

توده‌های عظیم سنگ و خاک که در اثر لغزش یا ریزش جابجا می‌شود اغلب سطح ناهمواری را بوجود می‌آورد که گاهی تجمع آب در گودیه‌های روی آن، دریاچه‌های کم اهمیت و کوتاه عمری تشکیل می‌دهد.

پدیده لغزش و ریزش بیشتر با ایجاد سد در دره رودها و یا با مسدود کردن دهانه حوضه‌ها سبب تشکیل دریاچه می‌شود. این دریاچه‌ها نیز به علت سستی سدهای حاصل دوام نداشته و بزودی از بین می‌روند.

۷- دریاچه‌های ناشی از عمل باد

باد نیز مانند سایر عوامل فرسایش از راه‌های مختلف چاله‌هائی ایجاد می‌کند که در صورت وجود شرایط لازم، به دریاچه تبدیل می‌شود.

دفلاسیون^۲ زمینهای سست و ریزدانه را حفر کرده و مواد آنرا به مناطق دیگر می‌برد. نمونه‌هائی از این قبیل چاله‌ها که به دریاچه تبدیل شده است در نواحی مختلف از جمله در فلاتهای مرتفع تک‌زاس وجود دارد. گودیه‌های مابین تلماسه‌های بادی نیز چاله‌هائی است که با عمل ساختمانی باد ایجاد شده و بیشتر در فاصله میان تپه‌های طولی دیده می‌شود. با تجمع ماسه‌های بادی در دره یک رود و یا دهانه یک حوضه نیز دریاچه‌های سدی تشکیل می‌شود.

۸- دریاچه‌های ناشی از عمل آبهای جاری

در پای آبشارها، ریزش آب زمین را حفر کرده و چاله‌هائی ایجاد می‌کند که در صورت از بین رفتن آبشار، یا تغییر مسیر آن به دریاچه تبدیل می‌شود.

در مناطق کوهستانی بعضاً بار جامد یکی از شاخه‌های رودخانه به قدری زیاد است که آب مجرای اصلی قادر به تخلیه آن نیست، در این حالت تراکم آبرفت در محل پیوستن به مجرای اصلی، سدی تشکیل داده و در پشت آن دریاچه‌ای بوجود می‌آورد.

در دلتاها و دشتهای سیلابی هم مجراهای متروک، فرورفتگی پشت سدهای کناری

رودخانه (لوه‌ها)^۱ و یا فرو رفتگیهای مابین دولو محل تشکیل دریاچه‌هاست. دریاچه‌های نعل شکل^۲ که مئاندرهای جدا شده از مجرای رودهاست، از مناظر جلگه‌های طفیانی است.

۹- دریاچه‌های ناشی از فعالیت زیستی جانداران

تجمع و تراکم بعضی گیاهان سدهای فیتوزئیک^۳ را بوجود می‌آورد که ممکن است فرورفتگیهای مختلف را مسدود کرده و به تشکیل دریاچه منجر می‌شود. رشد مرجانها نیز سدهایی به‌صور مختلف ایجاد می‌کند. آتول‌ها بهترین نمونه این گروه می‌باشد.

۱۰- دریاچه‌های متئوریتیک^۴

در نقاط مختلف زمین چاله‌های مخروطی شبیه کراترهای آتشفشانی وجود دارد که در اثر برخورد سنگهای آسمانی بوجود آمده است. این چاله‌ها را کراترهای متئوریت می‌گویند. مشهورترین نمونه شناخته شده آنها کراتر بزرگ آریزونا^۵ در ایالات متحده است که امروزه چاله خشکی می‌باشد. این چاله تقریباً به شکل دایره به قطر ۱۲۰۰ متر بوده و ۱۷۰ متر عمق دارد. در حاشیه آن برآمدگی به شکل حلقه با ارتفاع نسبی ۴۰ متر وجود دارد. کف آن با رسوبات دریاچه‌ای به ضخامت ۳۰ متر پوشیده شده است.

چاله دریاچه یونگاوا یا چاب (۴۰) در کانادا بزرگترین کراتر متئوریت است. قطر دهانه کراتر حدود ۳۳۵۰ متر بوده ۴۱۰ متر عمق دارد. عمق دریاچه‌ای که در کراتر جای گرفته حداکثر ۲۵۱ متر است.

۱۱- دریاچه‌های ناشی از فعالیتهای انسان

انسان در فعالیتهای اقتصادی خود چاله‌های مختلفی ایجاد می‌کند که ممکن است به‌قصد ساختن دریاچه با هدفهای مختلف باشد و یا حفر زمین به‌منظور دیگری بوده و چاله ایجاد شده در اثر تجمع آب به‌صورت دریاچه در آید.

در پشت سدهای ساخته شده به‌منظور ذخیره آب، استفاده از نیروی هیدروالکتریک و یا تنظیم جریان آب و جلوگیری از صدمات سیل، دریاچه‌های فراوانی تشکیل شده است که سطح

1 - Leve

2 - Oxbow

3 - Phytogenic

4 - Meteoritic

5 - Great Arizona Crater

و عمق آنها از اکثر دریاچه‌های طبیعی بیشتر است. این دریاچه‌ها در مدت کوتاهی نقشه هیدروگرافی یک ناحیه یا یک کشور را تغییر می‌دهد. (نقشه هیدروگرافی امروزی ایران را با نقشه‌های سی سال قبل مقایسه کنید).

چاله‌های مختلفی که در اثر خاکبرداری به منظورهای مختلف بوجود می‌آید به‌هنگام بارندگی در اثر تجمع آب به‌صورت دریاچه‌های کم‌عمقی در می‌آید. در جنوب تهران در نتیجه خاکبرداری برای کوره‌های آجرپزی گودیهائی ایجاد شده است که یکی از آنها از چند سال پیش به‌سبب بالا آمدن سطح آب زیرزمینی به‌دریاچه تبدیل شده است. چله‌های ناشی از انفجار بمب نیز جزء این گروه می‌باشد.

مرفومتري و مرفولوژی دریاچه‌ها

شکل یک دریاچه را می‌توان به‌طور کامل به‌وسیله یک نقشه باتی‌متریک تشریح کرد. از نقشه باتی‌متریک و یا از اطلاعاتی که در تهیه آن مورد استفاده بوده، می‌توان کمیت‌های دقیقی بدست آورد. این کمیت‌ها را پارامترهای مرفومتريک می‌گویند.

مهمترین پارامترهای مرفومتريک درباره دریاچه‌ها عبارتند از:

- الف - وسعت سطح دریاچه (A)
 - ب - حجم دریاچه (V)
 - ج - عمق حداکثر (Z_m)
 - د - عمق متوسط $Z = \frac{V}{A}$ (Z)
 - ه - طول خط ساحل (L)
 - و - تکامل خط ساحل (DL)
- $$DL = \frac{L}{\sqrt{2\pi A}}$$

ز - نسبت عمق متوسط بر عمق حداکثر $\frac{\bar{Z}}{Z_m}$ که میزان انحراف شکل چاله از شکل یک مخروط را نشان می‌دهد.

دریاچه مازندران بزرگترین سطح (۳۷۱۰۰۰ کیلومتر مربع) و بیشترین حجم (۷۸۵۷۹

کیلومتر مکعب) را از هر توده آب جدا از اقیانوس دارد.

بزرگترین توده آب شیرین دنیا از نظر سطح دریاچه سوپریور (وسعت = 83300 کیلومتر مربع) و از نظر حجم دریاچه بایکال (حجم = 23000 کیلومتر مکعب) می باشد.

دریاچه بایکال در خاک روسیه و دریاچه تانگانیکا در آفریقا دو دریاچه شناخته شده هستند که در آنها عمق حداکثر بیش از 1000 متر و عمق متوسط بالای 500 متر است. دریاچه بایکال با 1741 متر ژرفا، عمیق ترین دریاچه و تانگانیکا با 1470 متر عمق حداکثر، دومین دریاچه دنیا از این نظر می باشد. جدول زیر مشخصات مرفومتری بعضی دریاچه های مهم دنیا را نشان می دهد. این جدول از کتاب «رساله ای در دریاچه شناسی» (هاچینسن ۱۹۵۷) خلاصه و نقل شده است باید به خاطر داشت که سطح اغلب دریاچه ها نوسانات فصلی و ادواری دارد و با تغییر سطح دریاچه تمام ارقام مذکور متحول خواهد شد. در مورد دریاچه مازندران بنا به کتاب «دریای مازندران» تألیف مهندس بریمانی، سطح آن در سال 1355 برابر با 371000 کیلومتر مربع بوده است.

چاله های دریاچه ای تحت شرایط متفاوتی ایجاد می شود. شکل هر چاله و دریاچه ای که آن را اشغال کرده، قسمتی مربوط به نیروهائی است که در حله اول چاله را بوجود آورده و قسمتی نیز به حوادثی مربوط می شود که پس از تشکیل دریاچه در آن و حوضه آبریزش اتفاق افتاده است.

دریاچه ها برحسب منشأ چاله و میزان تکامل آنها ممکن است به اشکال زیر دیده شود:

- ۱- مدور، مانند بیشتر دریاچه های کراتر، کالدر، دولین و چاله های کوچک ناشی از دفلاسیون و یکی دو چاله متشوریت.

- ۲- شبیه دایره، مانند دریاچه های سیرکی و کتل ها (چاله هایی که پس از آب شدن قطعات یخ مدفون در یخرفت ها بجای می ماند) بخصوص هنگامی که در اثر فرآیندهای ساحلی شکل آنها تحول یافته باشد.

- ۳- بیضی شکل، مانند دریاچه های جهت یافته در آرکتیک و خلیج کارولینا.

- ۴- شجری^۱، این نوع دریاچه که شبیه تنه و ساقه های یک درخت دیده می شود زمانی تشکیل می شود که یک سد با ارتفاع کافی نسبت به دره اصلی و توابع آن، یک شبکه آبی دندیرتیک را مسدود نماید.

ویژگیهای مرفومتری دریاچه‌های مهم

نام دریاچه	منشاء چاله	پهشت (Km) A	عمق حداکثر (m) Zm	عمق متوسط (m) \bar{Z}	نسبت $\frac{Z}{Zm}$	حجم (km ^۳) V	طول خط ساحلی (Km) L	تکامل خط ساحلی DL
بایکال	تکتونیک (گراین)	۳۱۵۰۰	۱۷۴۱	۷۳۰	۰/۲۳	۲۳۰۰۰	۲۲۰۰	۳/۲
تانگانیکا	د	۲۴۰۰۰	۱۳۷۰	۵۷۲	۰/۳۹	۱۸۹۴۰	۱۹۰۰	۳/۱
مازندران	د (اپیروژتیک)	۲۳۶۴۰۰	۹۳۶	۱۸۲	۰/۱۹	۷۹۳۱۹	۶۰۰۰	۲/۵۵
نیاسا	د (گراین)	۳۰۸۰۰	۷۰۶	۲۷۳	۰/۳۹	۸۴۰۰	۱۵۰۰	۲/۷
کراتر	آتشفشانی (کالدرا)	۵۵	۶۰۸	۳۶۴	۰/۶۰	۲۰	۳۵	۱/۳۳
سوپریور	یخچالی	۸۳۳۰۰	۳۰۷	۱۳۵	۰/۳۷	۱۲۰۰۰	۳۰۰۰	۲/۹۳
ویکتوریا	تکتونیک (اپیروژتیک)	۶۸۸۰۰	۷۹	۲۰	۰/۵۱	۲۷۰۰	۳۳۴۰	۳/۷
آرال	د	۶۲۰۰۰	۶۸	۱۵/۶	۰/۲۳	۹۷۰	۲۳۰۰	۲/۶
میشیگان	یخچالی	۵۷۸۵۰	۲۶۵	۹۹	۰/۲۷	۵۷۶۰	۲۲۱۰	۲/۶
انتاریو	د	۱۸۷۶۰	۲۲۵	۹۱	۰/۲	۱۷۲۰	۱۳۸۰	۲/۸
لادوگا	گلاسیو تکتونیک (۲)	۱۸۷۳۲	۲۵۰	۵۲	۰/۲۱	۹۲۰	۹۳۰	۱/۹۵
بالخاش	تکتونیک (گراین)	۱۷۵۷۵	۲۶/۵	۶/۱۳	۰/۲۳	۱۱۲	۲۳۸۴	۵/۰۸
چاد	تکتونیک (۲)	۱۶۵۰۰	۱۲	۱/۵	۰/۱۳	۲۳	۷۰۰	۱/۵۶

۵- حلقوی، مانند دریاچه‌های نعلی شکل در دشتهای سیلابی و آتول‌های حلقوی.

۶- مثلث، مانند دریاچه‌های کشیده شده در پشت سد در دره‌ها.

۷- غیر منظم، مانند دریاچه‌های نواحی حفر شده توسط یخچالها و یا جایی که چند فرورفتگی برای تشکیل یک دریاچه به‌همدیگر متصل شده است.

جزایر در دریاچه‌ها ممکن است با چند فرآیند مختلف تشکیل شده باشد.

۱- جزایر رلیک^۱ که بقایای خشکیهای قبلی است. در اثر گسلش و پدیده‌های نظیر آن اغلب در دریاچه‌های تکتونیکي بوجود می‌آید.

۲- جزایر آتشفشانی، مخروطهای ثانوی آتشفشانهاست که در دریاچه‌های کالدرا تشکیل می‌شود.

۳- بیشتر جزایر دریاچه‌های یخچالی، تپه‌هائی است که در اثر مقاومت در برابر فرسایش

به صورت برجسته باقی مانده و با تشکیل دریاچه به جزیره تبدیل شده است.

۴- جزایر ساحلی اغلب از بریده شدن دماغه‌ها و انواع دیگر فرایندهای ساحلی شکل گرفته است. جزایر ناشی از تراکم مواد، ممکن است از بریده شدن زبانه‌ها یا تیرهای ساحلی، پس از تکوین آنها شکل بگیرد و ندرتاً ذر اثر رسوب‌گذاری در دور از ساحل بوجود می‌آید.

۵- جزایر شناور موقتی هنگامی تشکیل می‌شود که در اثر فعل و انفعالات شیمیایی مختلف در رسوبات گاز تولید شده و انتهای لایه‌ای را بالا بیاورد. این نوع جزیره در چند دریاچه دیده شده است و جزایر شناور بزرگ و مستقل که از شناوری گیاهان و جگن‌ها ایجاد می‌شود بیشتر دیده شده است.

هنگامی که یک چاله برای اولین بار از آب پر می‌شود خط ساحلی آن تضاريس زیاد داشته و دور از یکنواختی خواهد بود. فرایندهای ساحلی، بخصوص امواج، هر نوع دماغه یا پیش‌آمدگی را تخریب کرده و به بریدن ساحل جهت تشکیل یک دریابار (فالز) و یک پلاژ در پای آن خواهد پرداخت. هرگاه یک جریان آب ناشی از باد، کرانه دریاچه را دنبال کند مواد ریز رسوبات اعماق کم را در طول ساحل حمل خواهد کرد. اگر هر نوع تورفتگی در ساحل باشد موادی که توسط جریان آب حمل می‌شود، در طول خطی کم و بیش مستقیم که دو دماغه تورفتگی را به هم وصل می‌کند این مواد در قسمتهای عمیق ته‌نشین شده یک زبانه یا پیکان ساحلی و یا یک سد شکل خواهد گرفت. چنین زبانه‌ای غالباً در انتهای آزادش خمیده می‌باشد. پیکان ساحلی سرانجام بخش فرو رفته را از دریاچه جدا کرده و خط ساحل را تنظیم می‌کند.

دلتاها در جایی که رودی به دریاچه وارد می‌شود، شکل می‌گیرند سرعت و تلاطم آب رودخانه در برخورد با آب دریاچه کاهش یافته و محتوای جامد آن بسرعت ته‌نشین می‌شود. تداوم این پدیده منجر به تشکیل دلتا می‌شود.

شکل دلتا را عوامل مختلف از قبیل میزان رسوب، سرعت آب رودخانه، نیرو و فراوانی امواج و جریانهای مختلف تعیین می‌کند.

دریاچه‌های باریک و کم‌عمق، هنگامی که رودی عمود بر محور دریاچه و در وسط آن، دلتای خود را توسعه می‌دهد پس از مدتی به دو حوضه کوچکتر تقسیم می‌شود، و اگر رود از یک انتها وارد چنین دریاچه‌ای شود رشد دلتا سبب پر شدن حوضه از آن قسمت شده و دشتی شبیه یک بستر پهن بوجود می‌آید.

توپوگرافی چاله‌های دریاچه‌ای در زیر آب برحسب منشاء و نحوه تشکیل و همچنین سن هر دریاچه متفاوت است. تنها در دریاچه‌های بزرگ و قدیمی می‌توان ویژگیهای توپوگرافیک مشترک مشاهده کرد. در چنین دریاچه‌هایی دنباله پلاژ، پلاتفرمی است که با شیب

کم در زیر آب کشیده شده و حاشیه آن با تغییر شیب مشخص می‌شود. یک سطح شیب‌دار حاشیه پلاتفرم را به کف حوضه مربوط می‌کند. این پلاتفرم و سراشیبی حاشیه آن نتیجه فرسایش ساحلی است که سنگهای محلی را بریده و رسوب مواد تخریبی شکل آنرا کامل کرده است. این حالت، توپوگرافی دشتاب و دامنه قاره‌ای را در حواشی دریاها بخاطر می‌آورد.

در آن دسته از دریاچه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک امروزی که در دوران چهارم به‌مرزات تغییرات اقلیمی، سطح آنها تغییرات قابل توجهی داشته است، شواهد این تحولات را به‌صورت پادگانه و پله‌هائی در اطراف دریاچه می‌توان کرد. (مانند دریاچه ارومیه در آذربایجان) پلاتفرم‌ها و دلتاهای قدیمی که اکنون بیرون از آب در حواشی چنین دریاچه‌هائی موجود است، علاوه بر اینکه مشاهده و تحقیق این اشکال و نوع رسوبات را آسان می‌سازد، وسعت و منطقه گسترش دریاچه را در دوره‌های مختلف نیز نشان می‌دهد.

در بعضی دریاچه‌ها دره‌های زیرآبی، شبیه آنچه روی فلات قاره در دریاها وجود دارد، مشاهده شده است. اما اینها سنگ بستر را نبریده بلکه روی رسوبات شکل گرفته است.

این شیارها روی بخشهای متشکل از گل و لای دلتاها شکل می‌گیرد نمونه‌هائی از این اشکال در دریاچه ژنو روی رسوبات رود رون^۱ و دلتای راین^۲ در دریاچه کنستانس^۳ مطالعه شده است. نحوه تشکیل این فرورفتگیهای شبیه دره، با شرایط رسوب‌گذاری در ارتباط است:

جریان آب رود داخل دریاچه تا مسافتی ادامه دارد، سرعت آب در وسط جریان نسبت به کناره‌ها بیشتر بوده و امکان رسوب مواد در وسط جریان نسبت به کناره‌ها کمتر است در نتیجه یک فرورفتگی دره مانند در محور جریان ایجاد می‌شود.

شیب دامنه‌ای که از حاشیه پلاتفرم تا کف دریاچه ادامه دارد برحسب درشتی و ریزی مواد متغیر خواهد بود. در رسوبات دانه درشت شیب عموماً بیشتر است.

کف دریاچه به‌هنگام تشکیل ممکن است صاف و یا ناهموار باشد. در هر صورت رسوب مواد مختلف بتدریج ناهمواریها را پوشانده و سطح نسبتاً همواری ایجاد خواهد کرد. به‌نسبت حجم دریاچه و مقدار مواد وارده و نهشته‌های ناشی از فعالیت زیستی جانوران، چاله دریاچه‌ها به آرامی و یا با سرعت پر شده و پس از گذشتن از یک مرحله با تلاقی سرانجام به یک دشت تبدیل می‌شود. بعضی دریاچه‌های سدی، ممکن است به‌سبب شکستن سد نتواند تمام این مراحل را طی کند.

1 - Rhone

2 - Rhein

3 - Konstanz

نسبت عمق متوسط به عمق حداکثر $\frac{\bar{Z}}{m}$ در اکثر چاله‌های دریاچه‌ای بیشتر از ۰/۳۳ (ارزشی که یک چاله کاملاً مخروطی دارد) می‌باشد. در بعضی از دریاچه‌های کالدرا، گرابن و فیورد این نسبت از ۵/۵ تجاوز می‌کند. در بیشتر دریاچه‌هایی که حوضه آنها از سنگهای کم مقاومت در برابر فرسایش تشکیل یافته نسبت عمق متوسط به عمق حداکثر ارزشی مابین ۰/۳۳ الی ۰/۵ ارائه می‌کند. ارزشهای خیلی کم تنها در دریاچه‌های دارای حفره‌های عمیق، نظیر حفره‌های ناشی از انحلال یا کتلای دریاچه‌ای یافت می‌شود.

رسوبات دریاچه‌ای

کف دریاچه‌ها نیز مانند دریا پوشیده از موادی است که به ترتیب درشتی دانه‌ها از ساحل به طرف اعماق ته‌نشین شده است. موادی از قبیل قلوه سنگ ماسه‌ها و گل و لای یا بوسیله رودها به دریاچه‌ها وارد شده و یا حاصل تخریب سواحل بوسیله امواج است. علاوه بر آن گل و لجنهای ارگانیک ناشی از دیاتمه‌ها و آلگ‌ها و سایر جانداران و همچنین رسوبات شیمیائی نیز دیده می‌شود.

در دریاچه‌های بزرگ، رسوبات ساحلی و پلاتفرم با رسوبات دامنه آن و کف حوضه تفاوت دارد، مواد درشت‌تر نزدیک ساحل بوده پس از آن ماسه‌ها و گل و لای قرار دارد. سرعت رسوب‌گذاری در دریاچه‌ها تابع مقدار آبرفت‌های وارده می‌باشد.

جنس رسوبات در دریاچه‌ها برحسب شرایط محلی فرق می‌کند. مثلاً در دریاچه‌های اسکاتلند گل قهوه‌ای رنگ متشکل از کانی‌های آهن‌دار مخلوط با مواد آلی دیده می‌شود که موجودیت آن با گسترش زیاد تورب‌زارها در حوضه دریاچه‌ها ارتباط دارد، در اینجا اسیدهای آلی سیلیکات‌ها را حل کرده و نسبت آهن را در رسوبات بالا می‌برد از سوی دیگر نادر بودن گل‌های آهکی با عدم وجود سنگهای آهکی در حوضه آبرگیر این دریاچه‌ها توجیه می‌شود.

در دریاچه لمان (سویس) گل و لای دارای میکا دیده می‌شود که منشأ آن از سنگهای دگرگونی و سنگ ماسه‌های آهکی میکادار حوضه آبرگیر دریاچه می‌باشد. به این ترتیب جنس رسوبات در دریاچه‌ها تابع شرایط لیتولوژیکی و شرایط اقلیمی حاکم بر حوضه هر دریاچه بوده و از یکی به دیگری فرق خواهد کرد.

دریاچه‌ها برای تشکیل دلتا مساعدتر از دریاها می‌باشد. در اینجا جریانهای شدید ساحلی و امواج بزرگ کمتر بوده و پدیده جزر و مد دیده نمی‌شود. به این سبب در دهانه هر رود کوچکی نیز ممکن است دلتائی شکل بگیرد. رسوبات دلتائی با شکل مخصوص خود به آسانی

قابل شناسائی است. نوع دیگر رسوب که مخصوص دریاچه‌های مناطق سرد بوده و بسهولت تشخیص داده می‌شود واروهاست^۱ واروها از تناوب لایه‌های نازک تیره و روشن تشکیل شده است. ضخامت آنها غالباً کم بوده و از چند دهم میلیمتر تا چند میلیمتر تغییر می‌کند. وارو در واقع به یک زوج لایه تیره و روشن گفته می‌شود که در عرض یکسال ته‌نشین شده است. لایه‌های تیره از رس بوده و لایه روشن از کربنات و یا گل دارای ماسه تشکیل شده است. رنگ کربنات روشنتر بوده و تقریباً به رنگ سفید دیده می‌شود. چنین لایه‌بندی وجود دو مرحله متفاوت رسوب‌گذاری را در عرض یکسال می‌رساند. لایه‌های روشن در تابستان ته‌نشین شده و لایه‌های تیره محصول زمستان است.

«واروها» اغلب خیلی نازک می‌باشد مثلاً در رسوبات دریاچه ماکی^۲ در کانادا ۴۴۰ وارو در برشی به ضخامت ۲۴ سانتیمتر مشخص شده است. گاهی در میان واروها لایه‌ای با ضخامت بیشتر از حد عادی دیده می‌شود که نشانه افزایش آبرفت رودها در یک طغیان بزرگ می‌باشد.

ویژگی‌های حرارتی آب دریاچه‌ها

خورشید لایه‌های سطحی آب دریاچه‌ها را گرم می‌کند و توزیع حرارت در لایه‌های عمقی از طریق اختلاط صورت می‌گیرد. میزان حرارت آبهای سطحی نسبت به موقعیت جغرافیائی و فصول سال متفاوت بوده و تغییرات زیادی نشان می‌دهد. میزان حرارت آبهای سطحی در یک دریاچه، تابع زمان است و تغییرات مکانی بسته به موقعیت، وسعت و شکل دریاچه و چاله آن ممکن است قابل توجه باشد. در دریاچه‌هایی که وسعت کم داشته و یا کشیدگی آن در جهت مداری است و چاله متقارن دارد تغییرات مکانی تنها به سبب تفاوت حرارت آب رودهای وارده بر آن خواهد بود که آنهم جزئی است. تنها در دریاچه‌های وسیعی که در جهت نصف‌النهار کشیده شده اختلاف درجه حرارت در نقاط مختلف آن قابل توجه می‌باشد. وجود اعماق متفاوت این وضع را تشدید می‌کند. مثلاً در دریاچه مازندران که فاصله بین شمالی‌ترین و جنوبی‌ترین نقطه آن به ۱۲۰۰ کیلومتر می‌رسد، در فصل زمستان در حالی که در کرانه‌های شمالی آن آب دریاچه یخ بسته است آبهای سطحی در کرانه جنوبی حرارتی بین ۸ الی ۱۰+ درجه دارد (شکل ۶-۶). اگر چند دریاچه بزرگ را کنار گذاریم، در سایرین تغییرات درجه حرارت آبهای سطحی تابع تغییرات درجه حرارت محیط در هر زمان خواهد بود. در دریاچه‌های منطقه معتدل اختلاف درجه حرارت سالانه بیشتر از مناطق قطبی و مداری است.

تغییر درجه حرارت به طرف اعماق برحسب فصول سال فرق می‌کند. در دریاچه‌های آب شیرین، در فصل گرم آبهای سطحی گرم می‌شود. مخلوط شدن آنها توسط امواج فقط در چندین متری لایه‌های بالائی صورت می‌گیرد. معمولاً پس از ۵ الی ۱۰ متر، درجه حرارت بطور ناگهانی کاهش یافته و پس از آن تغییرات جزئی است.

در آب دریاچه‌ها به طرف اعماق یک نوع لایه‌بندی از نظر حرارت دیده می‌شود. در این لایه‌بندی درجه حرارت $+4$ درجه سانتیگراد اهمیت بیشتری دارد (با صرف‌نظر از املاح مختصری که در آب هر دریاچه شیرین وجود دارد) زیرا آب شیرین در این درجه حرارت حد اکثر وزن خود را دارد و پائین‌تر از آن، وزن آب سبکتر می‌شود. چنانچه حرارت آبهای سطحی بیشتر از $+4$ درجه باشد لایه‌بندی عادی است که در آن گرمترین لایه در سطح بوده و سردترین لایه پائین‌ترین طبقه را تشکیل می‌دهد که در عین حال با وزن مخصوص لایه‌های آب متناسب است.

هنگامی که حرارت آبهای سطحی کمتر از $+4$ درجه باشد لایه‌بندی معکوس مشاهده می‌شود زیرا در این حالت آب $+4$ درجه سنگین‌ترین لایه بوده و در پائین‌ترین قسمت جای می‌گیرد و آبهای سردتر به سبب سبکی لایه‌های بالاتر را تشکیل خواهد داد. در چنین حالتی معلوم است که آبهای سطحی در حدود صفر درجه خواهد بود و در صورت برودت بیشتر یخ خواهد بست.

میزان حرارت آب در دریاچه‌ها، افزایش و کاهش آن برحسب موقعیت جغرافیائی و حالت مرفولوژیکی چاله آنها متفاوت است. به‌طوری که قبلاً اشاره شد فورل (۱۹۱۲-۱۸۱۴) دانشمند سوئسی دریاچه‌ها را براساس ویژگیهای حرارتی آب آنها به سه گروه به شرح زیر طبقه‌بندی کرده است.

الف - دریاچه‌های مداری

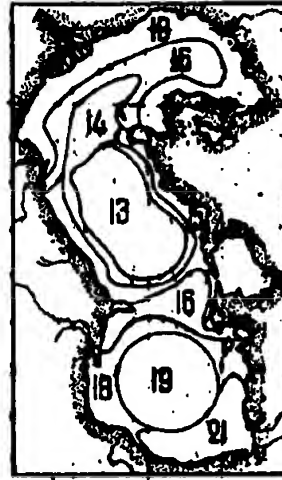
در دریاچه‌های مداری حرارت آب در تمام فصول بالاتر از $+4$ درجه است و عموماً حرارت آبهای سطحی بین (۲۰ الی $+30$) درجه تغییر می‌کند. به‌علت تغییرات حرارت در طول سال، لایه‌بندی ترمیک حالات مختلفی بخود می‌گیرد. در فصل زمستان و بهار اختلاف حرارت بین آبهای سطحی و عمقی کم شده و یا از بین می‌رود. در تابستان و پائیز آبهای سطحی گرمتر است و در بخشهای بالائی لایه‌بندی ترمیک صورت گرفته و پائین‌تر از یک عمق دما تغییر نمی‌کند.

ب - دریاچه‌های معتدل

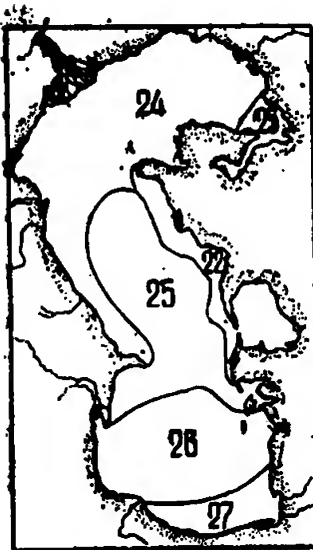
در این دریاچه‌ها ممکن است درجه حرارت به کمتر از $+4$ درجه برسد. در فصل تابستان



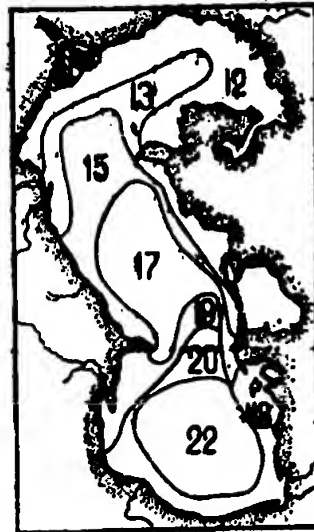
۱۱ اردیبهشت - ۱۱ خرداد (مه)



۱۲ بهمن - ۱۰ اسفند (فوریه)



۹ مهر - ۱۰ آبان (اکتبر)



۱۰ مرداد - ۱۰ شهریور (اوت)

شکل ۶-۶ درجه حرارت آبهای سطحی دریاچه مازندران در فصول مختلف «۲»

و زمستان اختلاف بارزی در درجه حرارت آب به سوی اعماق مشاهده می شود ولی در فصل بهار و پائیز تغییرات نامحسوس بوده و دمای توده آب یکنواخت است. در دریاچه های معتدل در فصل تابستان لایه بندی ترمیک عادی بوده و در زمستان معکوس می باشد.

ج - دریاچه‌های قطبی

آب این دریاچه‌ها خیلی سرد است و در هیچ فصلی حرارت آب از 4°C + درجه تجاوز نمی‌کند. سطح این نوع دریاچه‌ها در قسمت اعظم سال یخ بسته است. در تابستان آب دریاچه از نظر دما یکنواخت بوده و در فصل زمستان لایه‌بندی ترمیک به صورت معکوس ولی چون حداکثر حرارت 4°C + درجه است افزایش درجه حرارت به طرف اعماق خیلی ناچیز می‌باشد.

اگرچه ویژگیهای حرارتی دریاچه‌ها را، عرض جغرافیائی تعیین می‌کند اما استثنای زیادی وجود دارد. مثلاً دریاچه ژنو که در منطقه معتدل قرار گرفته و دریاچه تی‌تی‌کاکا که در یک ناحیه کوهستانی مرتفع در مجاورت خط استواست، از نظر ویژگیهای حرارتی هر دو جزء دریاچه‌های مداری می‌باشد، و یا دریاچه بایکال در ارتفاع ۴۵۵ متری یک ناحیه کوهستانی با وجود اینکه در خارج از منطقه قطبی است. از نظر حرارت آب، یک دریاچه قطبی بشمار می‌آید. عموماً دریاچه‌های عمیق گرد و یا بیضی شکل با آب گل‌آلود، اگر در منطقه معتدل هم قرار داشته باشد، ویژگیهای دریاچه‌های مداری را نشان می‌دهد.

دریاچه‌های شور از لحاظ توزیع و تغییرات دما، خصوصیات دیگری دارد. به طوری که قبلاً هم اشاره شد، املاح درجه انجماد آب را پائین می‌آورد و آب شور تا نقطه انجماد سنگینتر می‌شود. شوری در عین حال گرم شدن آب را آسانتر می‌کند. در بعضی از دریاچه‌های شور حرارت آب در سطح از 30°C + درجه هم تجاوز می‌کند.

املاح آب دریاچه‌ها

املاح مختلفی به صورت محلول در آب دریاچه‌ها وجود دارد. جنس و مقدار املاح، بر حسب منشأ دریاچه، جنس سنگهای حوضه آبگیر آن و شرایط اقلیمی ناحیه تغییر می‌کند. عمدتاً ۱۲ عنصر (سیلیس، آهن، آلومینیم، سدیم، پتاسیم، منیزیم، برمور، سولفات، کربنات و اکسیدها املاح آب دریاچه‌ها را تشکیل می‌دهد. در بعضی دریاچه‌ها مقدار این املاح فوق‌العاده ناچیز است که به آنها دریاچه‌های آب شیرین گفته می‌شود. در دریاچه‌های شور مقدار یک یا چند نمک مثلاً کلرورها، کربناتها و یا سولفاتها بیشتر است.

در بیشتر دریاچه‌های شور، نسبت کلرورها از املاح دیگر بیشتر است. دریاچه‌هایی هم وجود دارد که در آب آنها نسبت دو یا سه نوع نمک بیشتر می‌باشد (دریاچه‌های دارای کلرور - سولفات، کلرور - کربنات، کلرور - سولفات - کربنات) بطور استثنائی بعضی دریاچه‌ها ترکیبات منیزیم بیشتری دارد. در دریاچه‌هایی که درجه شوری آنها زیاده‌تر است مقدار نسبی

کلورورها بیشتر از نمکهای دیگر است. مثلاً در «دریاچه نمک بزرگ»^۱ ایالات متحده آمریکا (درجه شوری بین ۱۴۰ الی ۲۳۰ در هزار) و دریاچه ارومیه (درجه شوری بین ۲۰۰ الی ۲۸۰ در هزار) قسمت اعظم املاح را کلورورها تشکیل می‌دهد. نتیجه بررسی نمونه‌ای از آب دریاچه ارومیه که در تاریخ ۴۶/۵/۳ از آبهای بندر گلمانخانه برداشت شده بشرح زیر است: (از دکتر محمد جواد جنیدی).

کلور سدیم	۲۳۸/۴۵۰	گرم در لیتر
سولفات منیزیم	۱۶/۷۹۲	» »
کلور منیزیم	۱۶/۲۵۳	» »
کلور پتاسیم	۳/۴۳۸	» »
کلور کلسیم	۲/۲۱۴	» »
بیکربنات سدیم	۰/۲۲۳	» »
برمور سدیم	۰/۰۷۷	» »
بیکربنات کلسیم	۰/۰۰۸	» »
فلوئور سدیم	۰/۰۰۶۵	» »
جمع	۲۷۷/۴۶۱۵	گرم در لیتر

نوع املاح آب دریاچه‌ها عمدتاً به جنس سنگهای موجود در حوضه آبرگیر آنها مربوط است. نسبت زیاد کلور سدیم در دریاچه ارومیه مربوط به وجود سنگهای گچی و نمکی نشوون در حوضه آبرگیر آن است که بویژه در شمال و شمال شرق دریاچه آغشته به نمک بوده و در چند جا گنبدهای نمکی آنها را قطع می‌کند. آبهای دریاچه وان دارای مقداری کربنات سدیم می‌باشد که از کربنات سدیم موجود در حوضه آبهای وارده به آن حاصل شده است.

در افزایش درجه شوری دریاچه‌ها علاوه بر عوامل دیگر، عامل زمان هم نقش دارد. بدیهی است که تراکم املاح در یک چاله بسته، بمرور زمان بیشتر خواهد شد. بنابراین دو دریاچه در شرایط مساوی، هر کدام که درجه شوری آن بیشتر باشد قدیمی تر خواهد بود.

پراکندگی درجه شوری در سطح دریاچه‌ها تابع شرایط محلی است. در دریاچه‌ها نیز مانند دریاها در هر نقطه تبخیر زیاد باشد درجه شوری نیز بیشتر است. مثلاً در دریاچه مازندران که میزان املاح آن حدود ۱۲ در هزار می‌باشد در سواحل شرقی درجه شوری کمی بیشتر شده و در خلیج قره‌بغاز به علت تبخیر شدید رسوبات تبخیری تشکیل می‌شود در دریاچه‌های کوچک اختلاف مکانی درجه شوری بیشتر مربوط به آب رودهای وارده است. در دریاچه ارومیه علاوه بر رودهایی که به آن می‌ریزد، در کف دریاچه چشمه‌هایی وجود دارد که آب آنها درجه شوری را بطور محلی پائین می‌آورد. بموازات این تفاوت‌های مکانی، درجه شوری نسبت به فصول نیز فرق می‌کند در فصل مرطوب که سطح دریاچه‌ها عموماً بالا می‌آید درجه شوری کاهش یافته و در فصل خشک نسبت آن افزایش می‌یابد.

عمق اغلب دریاچه‌های شور بیش از چند متر نیست بنابراین درجه شوری در جهت قائم تغییر نخواهد کرد ولی در بعضی دریاچه‌های شور که عمق بیشتری دارد به طرف اعماق به مقدار املاح آب افزوده می‌شود. دریای مرده (بحرالمت) با ۳۹۹ متر عمق، ژرفترین دریاچه شور دنیاست علاوه بر آن درجه شوری آن از تمام دریاچه شور بیشتر است. درجه شوری در این دریاچه، در سطح بین ۲۷۰ الی ۲۹۰ در هزار بوده و اعماق به ۳۲۷ در هزار می‌رسد.

حرکات آب در دریاچه‌ها

تمام عواملی که در دریاها سبب حرکات مختلف آب می‌شود، در دریاچه‌ها نیز مؤثر است. در دریاچه‌ها هم مثل دریاها امواج و جریانهای سطحی وجود دارد ولی ابعاد آنها کوچک است. امواج در دریاچه‌ها از هر لحاظ شبیه امواج دریاست و نحوه پیدایش، رشد و تحولات آن کاملاً با امواج دریا یکسان است. محدود بودن وسعت و عمق، در دریاچه‌های کوچک به پیدایش امواج بزرگ امکان نمی‌دهد ولی در دریاچه‌های بزرگ چنین نیست. در دریاچه مازندران امواج به ارتفاع ۱۰-۱۲ متر نیز دیده شده است (بریمانی ص ۱۴۹)، در دریاچه‌ها نیز منشاء اصلی امواج باد بوده و عواملی از قبیل زمین‌لرزه و یا ریزشهای مهم، امواج منفرد ایجاد می‌کند.

جریانهای سطحی آب، در دریاچه‌ها نیز وجود دارد و تمام عواملی که در پیدایش جریان در اقیانوسها و دریاها دخالت دارد در دریاچه‌ها نیز سبب پیدایش جریانهای مختلف می‌شود. در دریاچه‌های بزرگی که سطح آنها در معرض وزش بادهای مداوم است جریانها منظم می‌باشد ولی در دیگر دریاچه‌ها، جریانهای سطحی نظم خاصی ندارد. در مناطق مرطوب در آن قبیل دریاچه‌ها که بیلان آب مثبت است و دریاچه یک مخرج سطحی دارد باز جریان سطحی منظم

دیده می‌شود. شکل سواحل و شکل چاله در نحوه جریانهای سطحی دریاچه‌ها اثر محسوسی دارد. نقش بیشتر عوامل را در پیدایش و شکل جریانهای سطحی دریاچه مازندران می‌توان مشاهده کرد. بادهای شمال شرقی و شمالی بدون برخورد با مانعی به سطح این دریاچه می‌وزد، در غرب و جنوب وجود رشته کوههای مرتفع مانع از تأثیر زیاد بادهای دیگر است. به این سبب آب به سوی کرانه‌های غربی و جنوبی رانده می‌شود. اختلاف سطحی که در نتیجه ریزش آبهای ولگا بوجود می‌آید به حرکت آب به سوی جنوب به موازات سواحل غربی کمک می‌کند. شکل سواحل و توپوگرافی کف دریاچه سبب پیدایش چند جریان گردابی در جهت گردش عقربه‌های ساعت و عمده‌تاً خلاف جهت آن می‌شود، مقایسه توپوگرافی کف دریاچه و شکل سواحل با شکل و موقعیت جریانها اثر این عوامل را بخوبی نشان می‌دهد (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷- جریانهای سطحی دریاچه مازندران و مقایسه آن با شکل سواحل و حوضه‌ها «۲»

اثر جزر و مد در دریاچه‌ها محسوس نیست. دامنه مد از طریق محاسبه، برای دریاچه‌ها بیش از چند میلیمتر نمی‌باشد، حتی در دریاچه مازندران از دو سانتیمتر تجاوز نمی‌کند. در مقابل پدیده دیگری در دریاچه‌ها دیده می‌شود که شبیه جزر و مد است، ولی مانند آن دوره منظمی ندارد. این پدیده را «پدیده سش^۱» می‌گویند. عامل آن اختلاف فشار هوا در سطح دریاچه است در ساحلی که فشار هوا زیاد است سطح آب پائین رفته و در ساحل مقابل سطح آب بالا می‌آید.

فصل هفتم

رودخانه‌ها

مقدمه

در چرخه جهانی آب، آن مقدار آبی که از طریق تبخیر از اقیانوسها و سایر منابع برخاسته و بصورت برف و باران بر روی خشکیها می‌بارد، در جریان بازگشت به اقیانوسها بشکلهای مختلف: دریاچه‌ها، رودها و آبهای زیرزمینی در دسترس انسانها قرار می‌گیرد. درباره اهمیت جغرافیایی دریاچه‌ها در فصل قبل توضیحاتی داده شده است، از نظر تامین آب مصرفی انسانها رودها و آبهای زیرزمینی اهمیت جداگانه‌ای دارد، آب رودخانه‌ها بطور مستقیم در دسترس انسانهاست باین سبب اغلب تمدنهای بزرگ قدیمی در کنار رودهای بزرگ شکل گرفته و توسعه یافته‌اند، رودهای بزرگ علاوه بر تامین آب مصرفی انسانها، بعنوان راههای ارتباطی و همچنین بعنوان منبع انرژی نیز مورد استفاده است.

در مناطق کم آب، استفاده از آبهای زیرزمینی منشا پیدایش اجتماعات و تمدنها بوده و امروزه هم استفاده از این منابع اهمیت حیاتی دارد، در روزگاران گذشته در مناطق خشک و نیمه‌خشک علاوه برچشمه‌ها که بطور طبیعی در دسترس بود، مردم با حفر چاه و قنات از سفره‌های سطحی آبهای زیرزمینی بهره می‌بردند، اکنون علاوه بر مناطق کم آب در مناطق مرطوب نیز آبهای زیرزمینی اهمیت یافته است.

آبهای زیرزمینی علاوه بر نقش مستقیمی که در تامین نیازهای زندگی و فعالیتهای اقتصادی انسانها دارد، بطور غیر مستقیم نیز با دخالت در افزایش و کاهش دبی آب رودخانه‌ها در شرایط طبیعی محیط تاثیر دارد، از اینرو توضیح کوتاهی درباره آبهای زیرزمینی لازم می‌باشد.

آبهای زیرزمینی

بخشی از آب حاصل از بارشهای جوی در اثر نیروی کاپیلاریته (مویینه) و گرانش زمین (ثقل) وارد خاک می‌شود که آنرا نفوذ^۱ می‌گویند. ادامه جریان آب در خاک اشباع که با واژه فرونشست^۲ بیان می‌شود آبها را با عمق پایتتر برده و آبخوانها^۳ (سفره‌های آب زیرزمینی بسخن دیگر لایه‌های آبدار) را تشکیل می‌دهند.

در منابع مربوط به آب، سه نوع آبخوان تشریح شده است: آبخوانهای آزاد یا باز، آبخوانهای آویزان و آبخوانهای تحت فشار یا محصور. آبخوانهای آویزان با احتمال زیاد لایه‌های عدسی شکل، کوچکی از آبرفتها هستند که در بالاتر از سطح ایستابی سفره یا آبخوانهای آزاد روی یک لایه غیرقابل نفوذ قرار گرفته است این لایه‌ها از نظر هیدولوژی و جغرافیایی اهمیت چندانی ندارند.

آبخوان آزاد یا باز: لایه آبداری است نزدیک به سطح زمین است که بین آن و سطح زمین لایه نفوذناپذیری وجود ندارد. سطح بالایی این آبخوان (در صورت نزدیکی به سطح زمین) در معرض تبخیر است.

منشا چشمه‌های طبیعی از این نوع آبخوانهای آزاد است، چاههای دستی و نیمه عمیق و خیلی از چاههای عمیق در این نوع آبخوانها حفر می‌شود. سطح بالایی اشباع شده این نوع آبخوانها را سطح ایستابی می‌گویند در خیلی از جاها آبخوانهای آزاد در تغییر و یا تنظیم دبی رودخانه دخالت دارند.

آبخوان تحت فشار یا محصور: این آبخوانها در واقع لایه‌های سازندهای زمین‌شناسی است که بین دو لایه غیرقابل نفوذ قرار گرفته و بسبب بالاتر بودن سطح ایستابی در محل تغذیه آنها، نقاط دیگر سفره آب تحت فشار می‌باشد. اگر چاههایی در این نوع آبخوان حفر شود سطح آب در چاهها بالا خواهد آمد، سطح فرضی را که سطح این چاهها را بهم وصل میکند سطح پیزومتری می‌گویند، چنانچه سطح پیزومتری در محلی از سطح زمین بالاتر باشد آب چاههای حفر شده در آن محل خود بخود فوران خواهد کرد چون این پدیده برای اولین بار در منطقه آرتوز فرانسه مطالعه شده سفره‌های تحت فشار را سفره‌های آرتزین و چاهای جهنده این مناطق را چاههای آرتزین^۴ می‌گویند.

1- Infiltration
2- Percolation
3- aquifer
4- Artesian

سطح ایستابی در آبخوانهای آزاد و سفره‌های معلق درجایی که سطح زمین را قطع می‌کنند، در دامنه‌ها چشمه‌ها و در دشتها باتلاقها را بوجود می‌آورند. بعضی چشمه‌های پرآب که گاهی پس از خروج رودهای نسبتا مهمی را تشکیل می‌دهند منشا کارستیک داشته و از لایه‌های آهکی کارستیک پر حجمی تغذیه می‌شوند.

آبخوانهای بزرگی که سطح ایستابی آنها بستر رودخانه‌ها را قطع میکند در تنظیم جریان رودها اهمیت زیادی دارند در مواقع کم آبی رود، آب سفره بسوی آن جریان یافته و در مواقع پر آبی رود چنانچه سطح ایستابی سفره پایین باشد رودخانه سفره را تغذیه می‌کند.

بررسی رودخانه‌ها

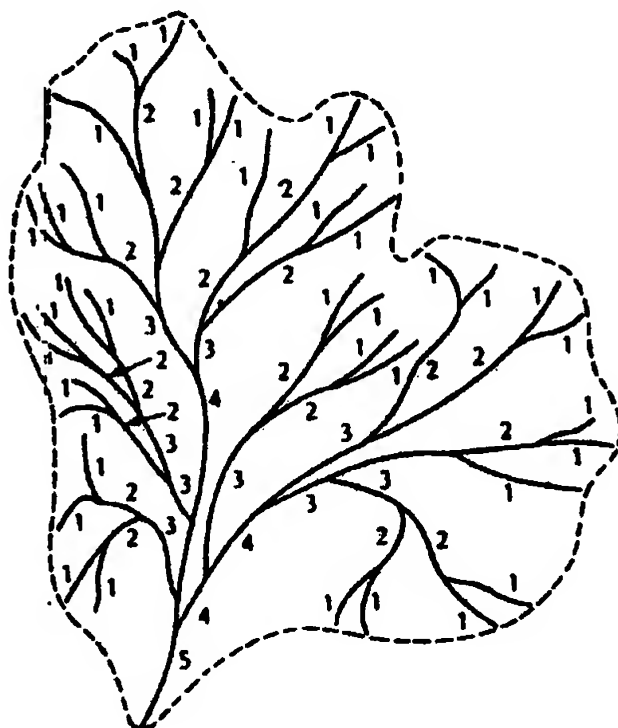
رودها توده آبهایی است که در مجراهای طبیعی بسوی آبگیر یا حوضه‌های انتهایی خود در حرکت هستند، حوضه انتهایی اغلب رودهای بزرگ دریاها و اقیانوسهاست ولی رودهای بزرگی نیز وجود دارد که به دریاچه‌ها می‌ریزند، رود ولگا معروفترین آنهاست که به دریاچه مازندران می‌ریزد و دو رود آمو دریا و سیر دریا (سیحون و جیهون) که به دریاچه آرال می‌ریزند از مثالهای دیگر است.

رودها جریانهای خطی ساده‌ای نیستند هر رود شاخه‌هایی دارد که هریک از آنها نیز دارای شاخه‌هایی کوچکتر است باین ترتیب یک شبکه به سخن دیگر یک سیستم تشکیل می‌دهند. در بررسی چنین سیستم یا شبکه، برای درک عملکرد سیستم در وحله اول شناخت ویژگیهای زمین شناختی، اقلیم حاکم بر منطقه و خاک و پوشش گیاهی حوضه هر رودخانه لازمست و برای توصیف و تشریح کمی ویژگیهای یک سیستم رودخانه‌ای پارامترهایی را باید مشخص کرد.

مساحت، محیط، شکل، ارتفاع و شیب متوسط، الگوی زهکشی، تراکم زهکشی و نسبت انشعاب، زمان تمرکز پارامترهایی است که از روی نقشه‌های توپوگرافی اندازه‌گیری و محاسبه میشود. اما برای تعیین (یا بعبارت درست‌تر برآورد) دبی رودخانه و رژیم آن یعنی تغییرات زمانی آبدی رودخانه که هدف اصلی بررسی‌های آب‌شناسی (هیدرولوژی) رودخانه‌ای است اندازه‌گیریهای مستقیم و محاسبه دبی رواناب لازم می‌باشد. دبی و رژیم رودها را با ترسیم منحنی‌های آبنگار (هیدروگراف) بررسی می‌کنند.

چون دانشجویان جغرافیا تکنیکها و روشهای اندازه‌گیری پارامترهای فوق را در درس هیدرولوژی آبهای سطحی یاد می‌گیرند در اینجا فقط به تعریف پارامترها و توضیح مختصر طرز اندازه‌گیری آنها اکتفا شده است.

نسبت انشعاب^۱: در بررسی شبکه زهکشی یک رودخانه با دید سیستمی باید شاخه‌های شبکه رودخانه رتبه‌بندی شود زیرا وجود سلسله مراتب یکی از ویژگیهای سیستم است. درباره نحوه رتبه‌بندی شاخه‌های یک شبکه رودخانه‌ای چند روش پیشنهاد شده، در بین اینها روش استرالر () بیشتر مقبول افتاده و امروزه همه از آن استفاده می‌کنند، در این روش شاخه‌های انگشتی یعنی شاخه‌هایی که فقط از یک طرف به سیستم وصل هستند دارای رتبه یک بوده و از بهم پیوستن دوشاخه رتبه یک، شاخه رتبه دو و بهمین ترتیب رتبه‌های بالاتر مشخص می‌شود از تقسیم تعدد شاخه‌های رتبه یک به تعداد شاخه‌های رتبه دو و دو به سه و... نسبت انشعاب بین آن دو رتبه بدست می‌آید، نسبت انشعاب در یک شبکه، میانگین نسبت بین شاخه‌های آن در مرتبه‌های مختلف می‌باشد. مقدار این نسبت در یک شبکه رودخانه‌ای هم با شکل حوضه در ارتباط بوده و هم با دبی اوج رود در آن رودخانه ارتباط دارد. در شکل ۱-۷ نحوه رتبه‌بندی با روش استرالر دیده می‌شود.

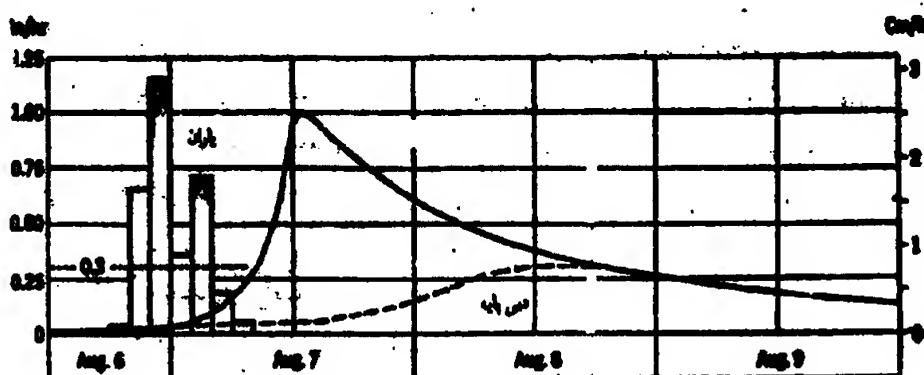


شکل ۱-۷ رتبه‌بندی شاخه‌ها با روش استرالر

زمان تمرکز^۱: مدت زمانی است که آب حاصل از بارشها از دورترین نقطه حوضه به نقطه تمرکز برسد، نقطه تمرکز ممکنست دهانه رودخانه و یا هر نقطه‌ای از آبراهه اصلی آن باشد.

آب نگار یا هیدروگراف^۲: نموداری است که تغییرات دبی رودخانه را نسبت به زمان نشان می‌دهد. چنین نموداری را می‌توان برای مطالعه تغییرات چند ساعته (در بررسی اثر یک رگبار) یا ماهانه و سالانه برای یک رودخانه رسم کرد. شکل ۲-۷ هیدروگراف چهار روزه یک رود و تغییر شکل آن در اثر یک بارش هفت ساعته باشدت متغیر دیده می‌شود.

شکل هیدروگراف یک رودخانه، اثر همه پارامترهای فیزیکی و متغیرهای اقلیمی را که در چگونگی جریان آب در آن دخالت دارند، بخوبی منعکس می‌کند.



شکل ۲-۷ هیدروگراف " ۳۳ "

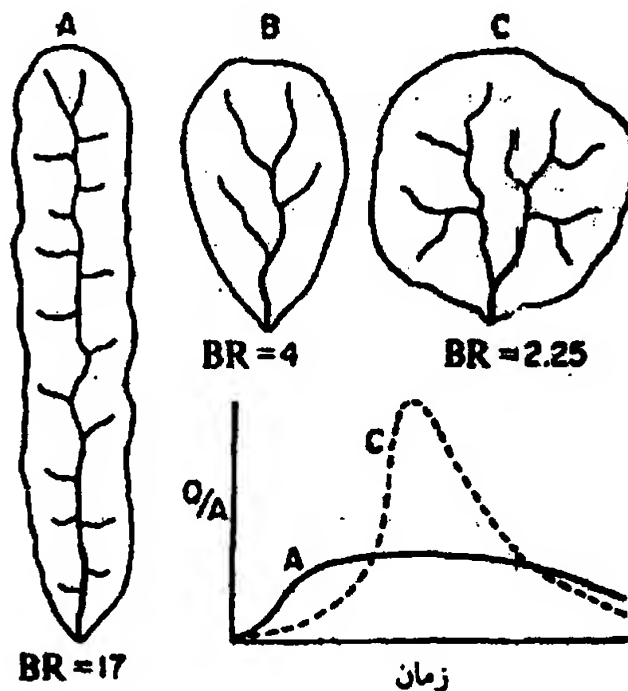
مساحت: پهنه‌ای را که یک شبکه رودخانه‌ای می‌پوشاند "حوضه" آن رود است، در توصیف‌های جغرافیایی و بررسی‌های هیدرولوژی منظور از مساحت حوضه یک رودخانه تصویر افقی آن است که آنرا می‌توان با دستگاه مساحت‌سنج (پلانیمتر) و یا با روشهای دیگر اندازه‌گیری مساحت از روی نقشه‌های توپوگرافی اندازه‌گیری کرد. حوضه‌های رودخانه‌ای وسعت‌های خیلی متفاوت دارند، از چند ده تا چند میلیون کیلومتر مربع تغییر می‌کنند.

1- time of concentration

2- hydrograph

محیط حوضه: خطی است که محدوده حوضه را از حوضه‌های مجاور جدا می‌کند، آنرا با کرویمتر (منحنی‌سنج) یا با روشهای دیگر اندازه می‌گیرند.

شکل حوضه: حوضه‌های رودخانه‌ای شکل‌های متفاوت دارند در مجموع آنها را با صفت گرد، پهن و کشیده توصیف می‌کنند. برای مقایسه حوضه‌ها بصورت کمی از شاخص‌های مختلف استفاده می‌شود (مانند ضریب گراویلوس^۱، نسبت کشیدگی^۲ و...) که برای محاسبه آنها باید مساحت و محیط و قطر حوضه‌ها را اندازه‌گیری کرد. شکل حوضه روی زمان تمرکز در نتیجه در سیل‌خیزی رودها تاثیر زیاد دارد، بطورکلی بهنگام باران‌های تند در حوضه‌های گرد بالا آمدن سطح آب رودخانه نسبت به حوضه‌های پهن و کشیده بیشتر و سریعتر بوده و سیلابهای آن خطرناکتر است. در شکل ۳-۷ اثر شکل حوضه روی هیدروگراف آنها دیده می‌شود.

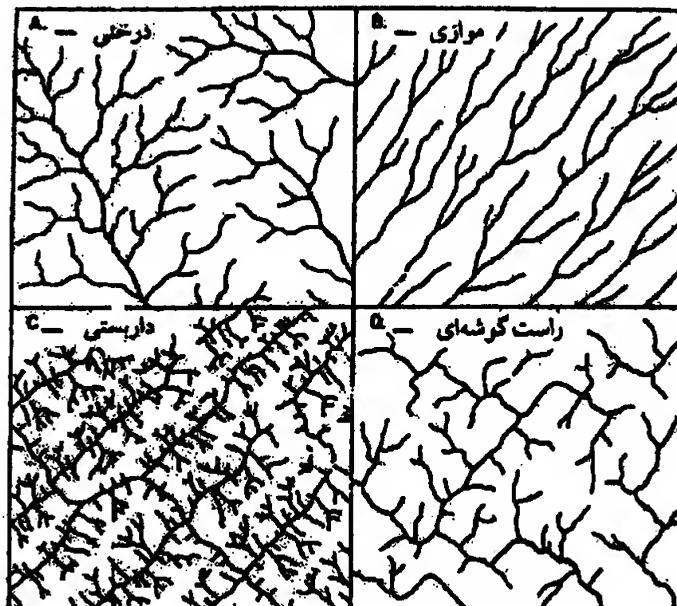


شکل ۳-۷ اثر شکل حوضه روی منحنی تغییرات دبی رودها "۱۴"

1- Gravelius

2- elongation ratio

الگوی زهکشی: الگوی زهکشی یک ویژگی کیفی است که چگونگی آرایش شاخه‌ها را در یک شبکه رودخانه‌ای نشان می‌دهد. عامل اصلی در شکل‌گیری الگوهای مختلف زهکشی ساختمان زمین و جنس سنگها می‌باشد. الگوهای زهکشی انواع زیادی دارد که چهار نوع آن بیشتر دیده می‌شود (شکل ۷-۴)



شکل ۷-۳

الگوی زهکشی درختی در زمین‌هایی با ساختمان تک شیب یا افقی با سنگهای یکسان شکل گرفته است. الگوی موازی یا شبه موازی اغلب در زمین‌هایی دیده می‌شود که شیب لایه‌ها در آن زیاد است الگوی داریستی و راست گوشه (مستطیلی) نیز به ترتیب مربوط به ساختمان‌های چین خورده و شکسته می باشد، در یک حوضه وسیع ممکنست چند نوع از الگوهای مختلف دیده شود.

تراکم زهکشی: عبارتست از میانگین طول آبراهه‌های هر حوضه در واحد سطح، بعبارت دیگر نسبت مجموع طول آبراهه‌های یک حوضه بر مساحت آن. تراکم زهکشی کیفیت زهکشی آب حوضه را نشان می‌دهد و از حدود یک کیلومتر در یک کیلومتر مربع با زهکشی نامناسب تا حدود سه کیلومتر در یک مترمربع با زهکشی عالی تغییر میکند (پرایس، م). در محاسبه تراکم زهکشی باید طول تمام شاخه‌های موقت، فصلی و دائمی را اندازه گرفت.

ارتفاع متوسط حوضه: ارتفاع متوسط حوضه از سطح دریا محاسبه می‌شود، این پارامتر در واقع شرایط اقلیمی حاکم بر حوضه را نشان می‌دهد، در حوضه‌های مرتفع بارش‌ها بیشتر و تبخیر کمتر از حوضه‌های پست بوده و بارش‌ها اغلب بشکل برف است که آب شدن تدریجی آن در تداوم جریان رودها اهمیت دارد. ارتفاع متوسط از تقسیم حجم حوضه (از سطح دریاها) به مساحت آن بدست می‌آید. ارتفاع متوسط را از منحنی هیپسومتریک حوضه نیز می‌توان بدست آورد و آن نمودار تغییر وسعت نسبت به ارتفاع است که بصورت تجمعی رسم می‌شود.

شیب متوسط حوضه: در میان ویژگیهای مرفولوژیکی حوضه‌های رودخانه‌ای بویژه در آبخیز آنها شاید شیب آبراه‌ها و دامنه‌ها بیش از سایر ویژگیها شایسته توجه باشد زیرا بیشتر پدیده‌ها و فرایندهای طبیعی مانند سیل، فرسایش و رسوبگذاری، میزان نفوذ، تشکیل خاک و به تبع آن تراکم پوشش گیاهی همگی با سرعت جریان آب رابطه دارند که خود آن تابع شیب زمین است. باین سبب در بیشتر فرمول‌های مربوط به هیدرولوژی یکی از متغیرها شیب متوسط حوضه است. برای تعیین شیب متوسط چندین روش وجود دارد، دقیق‌ترین روش محاسبه شیب متوسط وزنی است که نیاز به نقشه شیب حوضه دارد.

دبی^۱ و اندازه‌گیری آن: طبق تعریف، دبی یک رود در یک نقطه معین مقدار آبی است که در واحد زمان از آن نقطه می‌گذرد. بعبارت دقیق‌تر، دبی رواناب در هر نقطه از رودخانه برابر است با حاصلضرب سطح مقطع رواناب در سرعت آبی که از آن عبور می‌کند، برای این منظور در ایستگاه‌های آب‌سنجی (در رودهای بزرگ) عمق آب، سرعت آب و تغییرات ارتفاع سطح آب اندازه‌گیری میشود. سطح مقطع رواناب، سطح محصور بین نیمرخ عرضی رودخانه و عرض تراز رود است که با اندازه‌گیری عمق در فواصل مساوی می‌توان آنرا محاسبه کرد. تغییرات سطح آب رودخانه را از روی اشل نصب شده در ساحل رودخانه می‌خوانند و برای دقت بیشتر از چاهک آرامش و یک دستگاه ثبات استفاده می‌شود، چاهک آرامش یک چاه یا لوله قطوری است که با فاصله کمی از ساحل تا عمق نزدیک کف رود فرو رفته و با یک مجرا یا لوله افقی به رودخانه وصل شده است، باین ترتیب طبق

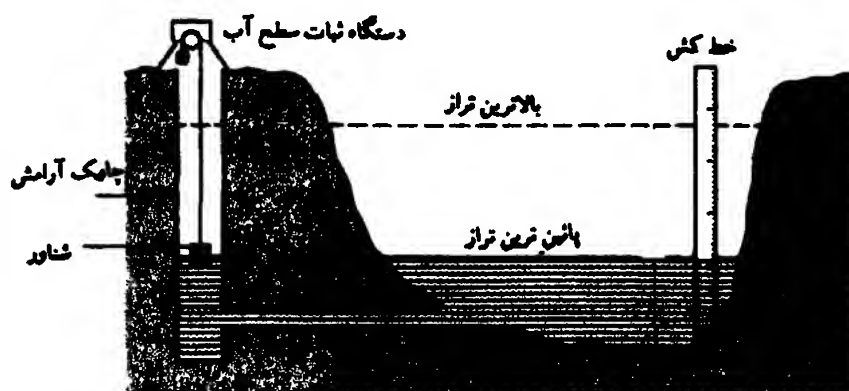
۱- Debit یک اصطلاح فرانسوی است که در ادبیات جغرافیایی ایران وارد شده است. در فارسی معادل آنرا بده در زبان

انگلیسی دبی یا واژه Discharge (تخلیه) بیان می‌شود.

قانون لوله‌های مرتبط سطح آب در رودخانه و چاهک آرامش برابر خواهد بود، یک شناور در سطح آب چاهک تغییرات سطح آب رودخانه را توسط کابل به دستگاه ثبات منتقل می‌کند (شکل ۵-۷).

در یک رودخانه سرعت آب در همه جای مقطع آن برابر نیست در رودهای بزرگ برای بدست آوردن سرعت متوسط، سرعت آبرا در فواصل مساوی در سطح و اعماق رود اندازه گرفته و سرعت متوسط را محاسبه می‌کنند. وسیله اندازه‌گیری دستگاه سرعت‌سنج است که بشکل‌های مختلف ساخته می‌شود.

در بررسی رودهای کوچک برای تخمین سرعت از سرعت‌سنج‌های دستی و یا روشهای ساده دیگر استفاده می‌شود.



شکل ۵-۷ - اشل و چاهک آرامش در یک ایستگاه آب‌سنجی " ۵ "

برای توصیف میزان بی‌نظمی یا تعادل در جریان آب یک رودخانه از نسبت میانگین دبی حداقل به میانگین دبی حداکثر در یک دوره معین استفاده می‌شود، این نسبت هر قدر به عدد یک نزدیک باشد بمعنی نظم یا تعادل بیشتر در جریان رودخانه در دوره مورد بررسی است. در بررسیهای جغرافیایی بی‌نظمی یا تعادل در طول سال مورد نظر است.

طبقه‌بندی رودخانه‌ها

حوضه‌های رودخانه‌ای را بر پایه وسعت آنها به حوضه‌های کوچک (کمتر از صد کیلومتر مربع) متوسط (بین صد تا هزار کیلومتر مربع) و بزرگ (بیش از هزار کیلومتر مربع) تقسیم می‌کنند

(علیزاده ۱۳۶۶). این نوع طبقه‌بندی برای مطالعه و استفاده از فرمول‌های تجربی مفید است زیرا اغلب مدل‌های تجربی نتیجه بررسی در چندین حوضه با وسعت محدود و دارای شرایط جغرافیایی کم و بیش یکسان می‌باشد که نمی‌توان آنرا به تمام حوضه‌ها تعمیم داد.

از دید جغرافیا طبقه‌بندی بر پایه رژیم رودخانه‌ها اهمیت دارد زیرا که رژیم رودها شرایط اقلیمی و مرفولوژیکی حاکم بر حوضه خود را منعکس می‌کند.

رژیم رودخانه‌ها: تغییرات زمانی میانگین متغیرهای اقلیمی یا هیدرولوژیکی را رژیم می‌گویند، رژیم یک رودخانه عبارتست از نوسات فصلی دبی آن که با میانگین‌های ماهانه توصیف می‌شود (همان منبع). روشن است که رژیم هر رودخانه در کل تابعی از شرایط اقلیمی آبخیز آن بوده و ویژگی‌های فیزیوگرافیکی حوضه در تعدیل یا تشدید نوسانات دبی دخالت دارد. در دشت‌ها نیز فعالیت‌های کشاورزی و صنعتی انسان بی‌تاثیر نیست.

در طول سال در دبی همه رودهای بزرگ و کوچک تغییرات قابل توجهی دیده می‌شود، عبارت دیگر همه رودها دارای یک یا چند دوره پرآبی و یا طغیان دارند که تعداد و زمان وقوع آنها از ناحیه‌ای به ناحیه دیگر فرق می‌کند. با توجه به این تغییرات رودها را بر پایه رژیم آنها به دو گروه دارای رژیم ساده و پیچیده طبقه‌بندی کرده‌اند:

الف- رژیم‌های ساده: در این رژیم‌ها، بالا آمدن و فروکش کردن آب رودها و تعداد طغیانهای بزرگ تابعی از رژیم بارش یا دما و یا هردو آنهاست. انواع مهم رژیم‌های ساده عبارتند از:

۱- رژیم بارانی استوایی (بحری)

۲- رژیم بارانی تروپیکال (مداری)

۳- رژیم مدیترانه‌ای

۴- رژیم برفی کوهستانی

۵- رژیم برفی جلگه‌ای

۶- رژیم یخچالی

ب- رژیم‌های پیچیده: رژیم‌های پیچیده از ترکیب رژیم‌های ساده بوجود می‌آید، رژیم‌های پیچیده اغلب از ویژگی رودهای خیلی بزرگ است حوضه آنها در مناطق مختلف اقلیمی گسترده شده است.

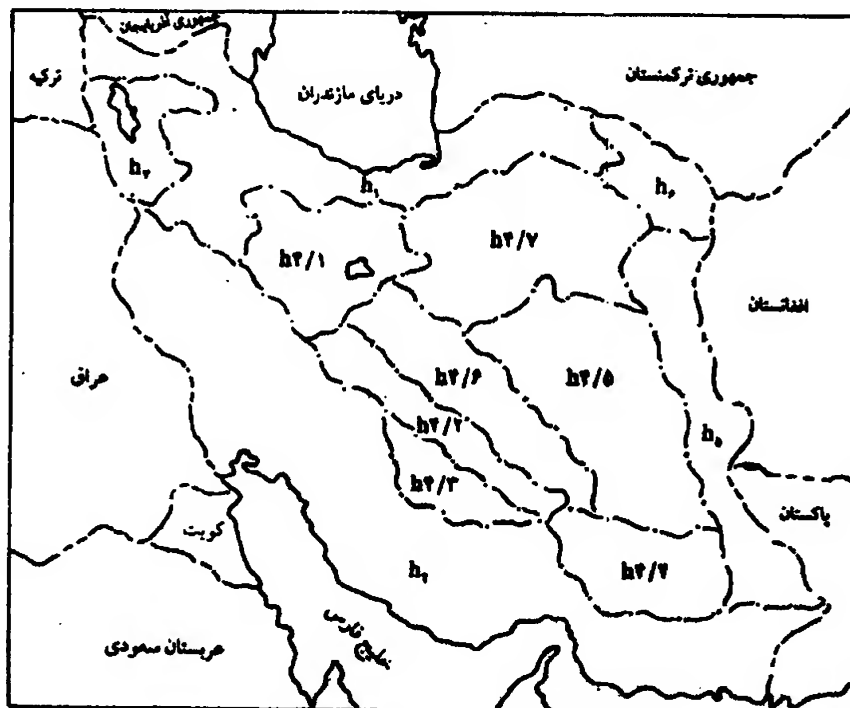
طبقه‌بندی رودها براساس آبگیر آنها (حوضه‌های انتهایی): در این طبقه‌بندی تمام رودهایی که آبگیر یا حوضه انتهایی واحد دارند در یک طبقه قرار می‌گیرند. این طبقه‌بندی که آنرا طبقه‌بندی منطقه‌ای نیز می‌گویند در واقع پهنه‌بندی سطح زمین برپایه حوضه‌های انتهایی رودهایی است که در سطح آن جاریست و فقط از لحاظ مشخص کردن محدوده مطالعه ارزش دارد. بهرحال از این نظر تمام حوضه‌های رودخانه‌ای سطح خشکیها به دوگروه حوضه‌های باز و حوضه‌های بسته تقسیم می‌شود. حوضه‌های باز شامل تمام رودهایی می‌شود که به اقیانوسها و دریاها (خواه دریای کناری یا دریای داخلی) می‌ریزند، در حوضه‌های بسته رودها به دریاها یعنی سطح اساس عمومی راه ندارند، حوضه انتهایی آنها دریاچه‌های بسته، باطلاقیها یا کویرها هستند.

حوضه‌های منطقه‌ای ایران

در نوشته‌های جغرافیایی رودخانه‌های ایران بشکل‌های مختلف طبقه‌بندی شده است ولی آنچه امروزه در بررسی‌های جغرافیایی و هیدرولوژی استفاده می‌شود یک تقسیم‌بندی است که توسط هیاتی با سرپرستی آقای اچ باکر، کارشناس سازمان جهانی خواربار و کشاورزی صورت گرفته است (شکل ۶-۷) که در آن تمام رودخانه‌های کشور در وحله اول به شش حوضه بشرح زیر تقسیم شده است:

- ۱- حوضه دریای خزر
- ۲- حوضه خلیج فارس و دریای عمان
- ۳- حوضه دریاچه اورمیه
- ۴- مجموعه حوضه‌های بسته مرکزی ایران که در مرحله بعدی به چندین حوضه کوچکتر تقسیم می‌شود.
- ۵- حوضه دریاچه هامون و رودخانه‌های شرق کشور
- ۶- حوضه دشت قره قوم یا حوضه سرخس.

همه این حوضه‌ها و رودخانه‌های اصلی و درجه دوم که در آنها جاریست توسط هیات مذکور شماره‌گذاری شده است.



شکل ۶-۷ حوضه‌های منطقه‌ای ایران

در پایین بعضی از شرایط و ویژگی‌های کلی این حوضه‌ها بطور خیلی مختصر توضیح داده شده است.

حوضه شماره ۱ حوضه آبگیر دریای مازندران است که در نقشه با علامت h_1 مشخص شده شامل دامنه‌های شمالی البرز و بخش کوچکی از داخله فلات است که نزدیک به ۱۱ درصد^۱ مساحت کشور را دارا می‌باشد. دامنه‌های شمالی البرز پرباران‌ترین ناحیه ایران است و تعداد رودها در آن زیاد و اغلب دائمی هستند ولی طول رودها کم و وسعت حوضه آنها کوچک است. سفید رود بزرگترین و پرآب‌ترین رود این حوضه می‌باشد که آنهم از کوه‌های چهل چشمه در کردستان سرچشمه می‌گیرد و بخش بزرگی از حوضه آن در داخل فلات قرار دارد. از نظر آبدهی رود هراز، بابل و تجن از مهمترین رودهای این حوضه بعد از سفید رود می‌باشد.

۱- شکل ۶-۷ و ارقام مربوط به مساحت حوضه‌ها (بصورت گرد شده) از کتاب هیدرولوژی آبهای سطحی ایران (۱۳۷۳)

تألیف شادروان دکتر علی اصغر موحد دانش نقل شده است.

حوضه شماره ۲ تنها حوضه باز در ایران است که بخش عمده آبهای رشته کوه‌های زاگراس را از طریق خلیج فارس و دریای عمان به اقیانوسها می‌پیوندند، وسعت این حوضه کمی بیش از ۲۶ درصد مساحت کشور است. در بخش غرب این حوضه تعدادی از رودهای کوچک و بزرگ به دجله پیوسته و توسط آن به اروند رود و در آخر به خلیج فارس می‌رسند.

رودهای کرخه، کارون، جراحی و زهره که همگی از کوه‌های زاگرس سرچشمه می‌گیرند به ترتیب از غرب به شرق به دشت خوزستان می‌رسند. کارون اولین و کرخه دومین رود بزرگ ایران هستند، کرخه در ماسه‌زارهای کنار هورالعظیم به زمین فرو می‌رود، کارون دوشاخه می‌شود که یکی به دجله و فرات پیوسته و اروند رود را تشکیل می‌دهند دیگری به‌مراه رود جراحی از طریق خور موسی به دریا می‌رسند، رود زهره که از نهاوند می‌آید مستقیماً به دریا می‌رسد.

بسوی جنوب و شرق می‌توان از رودهای شور و دالکی، رود مند، رود مهران و باهوکلالت (درمکران) نام برد، ویژگی عمومی رودهایی که از بوشهر تا مرز پاکستان قرار دارند کم آبی و طغیانهای شدید آنها در بعضی از سالهاست رود مند که حوضه وسیعی تقریباً باندازه حوضه سفید رود و کارون دارد در فصل خشک دبی آن گاهی به یک مترمکعب در ثانیه کاهش می‌یابد ولی در پی بارانهای شدید برای مدتی کوتاه آب آن تا ۲۰۰۰ مترمکعب در ثانیه می‌رسد عامل این طغیانها بادهای موسمی اقیانوس هند است که گاهی دامنه آن به این نقاط کشیده می‌شود.

حوضه شماره ۳ حوضه بسته کوچکی ایست که وسعت آن تقریباً ۳ درصد مساحت کشور است، حوضه قزل اوزن (بزرگترین شاخه سفید رود) آن را از حوضه‌های بسته مرکزی کشور جدا کرده است. موقعیت جغرافیایی و ویژگی‌های توپوگرافی سبب شده که بزرگترین دریاچه دائمی ایران در این حوضه کوچک شکل گیرد، کوه‌های مرز بین ایران و ترکیه باجهت شمالی جنوبی در غرب و توده آتشفشانی سهند با ارتفاع بیش از ۳۷۰۰ متر در شرق حوضه در جذب رطوبت توده هواهای مرطوب غربی نقش زیادی دارند ولی بزرگترین رودها از جنوب و شمال می‌آیند، زرينه‌رود بزرگترین رود حوضه، در گوشه جنوب شرقی دریاچه آبهای ارتفاعات کردستان را می‌آورد و در گوشه شمال شرقی آجی چای (تلخه رود) وارد حوضه می‌شود که آبهای دامنه‌های جنوبی توده سبلان و دامنه‌های شمالی بزغوش را جمع‌آوری کرده است. سیمینه رود در جنوب و نازلو چای در غرب در تغذیه دریاچه مقام سوم و چهارم را دارند.

حوضه شماره چهار مجموعه حوضه‌های مرکزی ایران است که وسعت آن بیش از نیمی از کشور را دربر می‌گیرد. بطوریکه در نقشه دیده می‌شود حوضه‌های مرکزی کشور به هفت حوضه فرعی تقسیم شده است، وسیع‌ترین آنها حوضه‌های دشت لوت و دشت کویر است که رود قابل‌توجهی به آنها وارد نمی‌شود. حوضه دریاچه نمک (دریاچه قم) که در غربی‌ترین بخش این حوضه‌ها قرار گرفته مهم‌ترین حوضه‌های مرکزی است هم از نظر داشتن رودهای بزرگ و هم اینکه پایتخت کشور و چند شهر بزرگ در این حوضه قرار دارد. رودهای مهم این حوضه رودهای: کرج، جاجرود، حبله رود، انار رود (قم رود) و قره سو میباشد که سه رود اول از البرز و دو رود دیگر از رشته‌کوه‌های مرکزی می‌آیند.

از دیگر حوضه‌های مرکزی ایران حوضه گاوخونی و حوضه جازموریان قابل‌توجه است. گاوخونی حوضه انتهایی زاینده‌رود است که شهر اصفهان و حوالی آن را مشروب و زهکشی می‌کند. جازموریان حوضه کوچکی در جنوب‌شرق است هلیل رود از غرب و رود بمپور از شرق به آن وارد شده دریاچه‌ای را می‌سازد، این دریاچه در خشکسالی‌های ممتد خشک شده به کویر تبدیل می‌شود از اینرو آنرا گاهی با صفت دریاچه و گاهی با صفت کویر توصیف کرده‌اند.

حوضه شماره پنج در این حوضه رود مهمی در کشور وجود ندارد، هامون سیستان عمدتاً به آبهای رود هیرمند متکی است که از افغانستان می‌آید و سرچشمه و شاخه‌های بزرگ هریرود نیز که رودخانه مرزی است در افغانستان است.

حوضه شماره شش کوچک‌ترین حوضه منطقه‌ای ایران است، کشف رود که حوالی مشهد را زهکشی می‌کند و چند رود کوچک دیگر در این حوضه به هریرود پیوسته و در ماسه‌زارهای قره قوم ترکستان ختم می‌شوند.

منابع

منابع به زبان فارسی

- ۱- برابین، هوارد
سیاره آبی، ترجمه رحیم قاسمیان، مجله پیام، شماره ۱۹۰، تهران ۱۳۶۴.
- ۲- بریمانی، احمد
دریای مازندران، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۵۰.
- ۳- بنان، غلامعلی
محیط زیست انسان و جلوگیری از آلودگی آن، ج ۲، انتشارات انجمن ملی حفاظت منابع طبیعی و محیط انسانی، تهران، ۱۳۵۱.
- ۴- پتروف، م. پ.
مشخصات جغرافیای طبیعی ایران، ترجمه ح. گل گلاب، انتشارات دهخدا، تهران، ۱۳۵۰.
- ۵- پرایس، م.
مقدمه‌ای بر آب زیرزمینی، ترجمه س. ولایتی و ش. رضائی، انتشارات خراسان، مشهد، ۱۳۷۰.
- ۶- جنیدی، محمد جواد
چشمه‌های معدنی ایران، ج ۱، انتشارات دانشگاه تبریز، ۱۳۴۸.
- ۷- دومارتون، ا.
خلاصه جغرافیای طبیعی عمومی، ترجمه و توضیح کاظم ودیعی، انتشارات دانشگاه تبریز، ۱۳۴۴.
- ۸- شاپن، ژ
کارهای دریائی، ترجمه کامبیز بهنیا ج ۱، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۶۴.
- ۹- کاسکل، ت. ف.
دنیای زیر اقیانوسها، ترجمه م. پوزش، تهران، ۱۳۵۱.
- ۱۰- کراوس، دیل و ریچاردسون
نقشه‌برداری از کف اقیانوس، ترجمه رحیم قاسمیان، مجله پیام، شماره ۱۹۰، تهران، ۱۳۶۴.
- ۱۱- گراند، ر.

- زندگی در دریا، ترجمه م. تجلی‌پور، تهران، ۱۳۴۳.
- ۱۲- گریبین، جان.
- خاستگاه زمین، مجله پیام، شماره ۱۹۴، تهران، ۱۳۶۶.
- ۱۳- گرسکی، ن.
- اسرار دریا، ترجمه ه. قربان‌نژاد، تهران، ۱۳۴۴.
- ۱۴- علیزاده، امین
- هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس، ۱۳۶۶.
- ۱۵- مقتدر مژدهی، عبدالحسین
- هیدروگرافی، تهران، ۱۳۴۶
- ۱۶- مهدوی، محمد
- هیدرولوژی کاربردی، ج ۲، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۱.
- ۱۷- ویست، راجر
- ژئوهیدرولوژی، ترجمه ه. پازوش، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۵۴.
- ۱۸- هیولت، نوتر
- اصول هیدرولوژی جنگل، ترجمه ۱. کامیاب، انتشارات جهاد دانشگاهی، تهران، ۱۳۶۴.

منابع به زبان خارجی

19- Angel L.

The Sea. Life Nature Library, 19769

20- Bantor, Y. K.

Dead Sea (The Encyclopaedia of Geomorphology) New York, 1968.

21- Goudie, A.

Encyclopaedic Dictionary of Physical Geography, New York, 1988.

22- Gorshkov, G. and Yakushova, A.

Physical Geology. Moscow, 1967.

23- Gvozdetzsky, N. A.

Soviet geographical explorations and discoveries. Moscow, 1974.

24- Goud, p.

The Geographer at Work, 1985.

25- Hutchinson, G. Evelyn.

- A. Treatise on Limnology, New York, 1965.
- 26- Heezen, B. C. and Wilson, L.
Submarine Geomorphology (The Encyclopedia of Geomorphology)
New York, 1968.
- 27- Inandik, H.
- Deniz ve Kiyi cografyasi, Istanbul, 1967.
- Turkiye Gollery, Istanbul, 1965.
- 28- King, A. M.
Oceanography for geographers. London, 1969.
- 29- Klenova, M. V.
Caspian Sea, (The Encyclopedia of Geomorphology) New Yorkm
1968.
- 30- Lvovich, M. L.
The Vorl'd's water. Moscow, 1975.
- 31- Muratov, M. V.
The Origin of continents and Ocean Basins. Moscow, 1977.
- 32- Ryabchikov, A.
The cganging face of the Earth. Moscow, 1975.
- 33- Strahler. A. N.
Physical geograohy. New York, 1969.

ضمیمه

پرسش و پاسخ

الف پرسشها

فصل اول

- ۱- مقدار آب در سیاره زمین چقدر است و به چه نسبت بین خشکی ها و اقیانوسها توزیع شده است؟
- ۲- چرخه آبشناسی را توضیح دهید.
- ۳- آیا مقدار آب در کره زمین ثابت است و یا تغییر می کند؟
- ۴- تفاوت بین آب اقیانوس و دریاها چیست و از کجا ناشی می شود؟
- ۵- بیشترین گسترش اقیانوسها در دو نیمکره شمالی و جنوبی در حدود کدام مدارها دیده می شود؟
- ۶- اگر کره زمین به دو نیمکره آبی و خشکی تقسیم شود قطب نیمکره آبی و نیمکره خشکی در کدام نقطه خواهد بود؟
- ۷- پدیده تکتونو- استاتیسم و گلاسیو- استاتیسم را شرح دهید.
- ۸- دامنه تغییر اقیانوسها در کواترنر چقدر برآورده شده است؟

فصل دوم

- ۱- اختلاف بین پوسته قاره ای و پوسته اقیانوسی را شرح دهید.
- ۲- دشتاب (فلات قاره) و نحوه تشکیل آنرا شرح دهید.
- ۳- کانیونهای زیر دریا چگونه بوجود آمده اند؟
- ۴- ویژگیهای دامنه قاره ای و نحوه تشکیل آنرا شرح دهید.
- ۵- رشته های پستی وسط اقیانوس چه مشخصاتی دارند؟
- ۶- ویژگیها و نحوه تشکیل گودالهای عمیق اقیانوسی را شرح دهید.
- ۷- کف حوضه های اقیانوسی را به چه سبب دشتهای مفاکی می گویند؟

- ۸- رسوبات کف اقیانوسها چگونه طبقه‌بندی می‌شود؟
- ۹- بین لجن‌های آلی کف اقیانوس و مناطق اقلیمی چه ارتباطی دیده می‌شود؟
- ۱۰- چرا از لحاظ مطالعه جغرافیای گذشته زمین، رسوبات دریاهاى عمیق دارای اهمیت می‌باشند؟

- ۱۱- ویژگیهای مشترک دریاهاى کناری شرق آسیا را شرح دهید.
- ۱۲- به چه علت پهنای دشتاب در سواحل شرقی و غربی خود اقیانوس کبیر ناچیز است؟
- ۱۳- دو رشته کوه عمده در کف اقیانوس کبیر کدامها هستند و در چه امتدادی کشیده شده‌اند؟
- ۱۴- وسیع‌ترین دشتاب در اقیانوس اطلس در کدام منطقه دیده می‌شود؟
- ۱۵- ویژگیهای کلی رشته پستی اطلس را شرح دهید.
- ۱۶- دریای مدیترانه به چند حوضه تقسیم شده و اختلاف آنها چیست؟
- ۱۷- مشخصات تنگه جبل الطارق را شرح دهید.
- ۱۸- توپوگرافی کف دریای سیاه را شرح دهید.
- ۱۹- مشخصات و روند رشته‌های پستی اقیانوس هند را بطور خلاصه شرح دهید.
- ۲۰- در کف دریای سرخ چه عوارض دیده می‌شود؟
- ۲۱- علت وسیع بودن دشتاب در حوضه قطب شمال را بیان کنید.
- ۲۲- ویژگیهای رشته لومونوسف را شرح دهید.
- ۲۳- دشتاب در حاشیه خشکی قطب جنوب چه خصوصياتی دارد؟

فصل سوم

- ۱- ظرفیت زیاد جذب گرما و کندی گرم و سرد شدن آب چه اثر جغرافیائی مهم دارد؟
- ۲- درجه شوری را تعریف و واحد آن را بیان کنید.
- ۳- تغییرات کلی درجه شوری آب اقیانوسها بر حسب عرض جغرافیائی تابع کدام پدیده طبیعی است؟
- ۴- از نظر مقدار املاح اصلی چه ویژگی جالب توجه در آب اقیانوسها وجود دارد؟
- ۵- چه عواملی باعث کاهش شوری آب در نقاط مختلف می‌شود؟
- ۶- تغییرات درجه شوری در اقیانوسها و دریاها بطرف اعماق چگونه است؟

- ۷- در کدام مناطق از اقیانوسها اکسیژن آب زیاد است و علت آن چیست؟
- ۸- در مناطقی از اقیانوسها و بعضی دریاها رنگ آب متمایل به سبز، زرد و یا سرخ دیده می‌شود با ذکر مثال علت آن را شرح دهید.
- ۹- دامنه تغییر دمای آبهای سطحی اقیانوسها را بیان کنید.
- ۱۰- چگونگی دمای آبهای سواحل شرقی و غربی اقیانوسها در عرضهای پست و علت آن را بیان کنید.
- ۱۱- نحوه تغییر دمای آب بطرف اعماق را شرح دهید.
- ۱۲- تفاوت بین آیسبرگ و بانکیز را شرح دهید.

فصل چهارم

- ۱- جزر و مد چگونه ایجاد می‌شود؟
- ۲- کدام عوامل بر دامنه مد اثر می‌گذارد؟
- ۳- استفاده مستقیم انسانها را از پدیده جزر و مد توضیح دهید.
- ۴- انواع جزر و مد را بر حسب دوره تناوب آنها بیان کنید؟
- ۵- منشاء امواج دریا را بیان کنید.
- ۶- ویژگیهای یک موج با کدام پارامترها بیان می‌شود؟
- ۷- چه رابطه‌ای بین دوره و طول موج وجود دارد؟
- ۸- آیا رابطه‌ای بین سرعت باد و ارتفاع موج وجود دارد؟
- ۹- شکست موج در کجاها و چگونه اتفاق می‌افتد؟
- ۱۰- تسونامی چیست و عامل پیدایش آن کدام است؟
- ۱۱- تأثیر امواج تا چه عمقی از آب محسوس است؟
- ۱۲- جریانهای بزرگ اقیانوسی از کدام نیرو منشاء می‌گیرند؟
- ۱۳- جهت جریانهای بزرگ اقیانوسی در دو نیمکره را توضیح دهید.
- ۱۴- جریانهای سطحی در حوضه قطب شمال چگونه است؟
- ۱۵- عامل پیدایش جریان لابرادور را شرح دهید.
- ۱۶- پدیده آپولینگ چیست و به چه علت این پدیده رخ می‌دهد؟

۱۷- مهمترین اثر جغرافیائی جریانهای عمومی اقیانوسها را بطور خلاصه شرح دهید.

فصل پنجم

- ۱- به چه علت حالت کلی کشیدگی مناطق جغرافیائی آبهای سطحی اقیانوسها در جهت مداری (شرقی- غربی) است؟
- ۲- علل و عوامل غنی بودن آبهای منطقه معتدله از نظر ماهی را شرح دهید.
- ۳- در کدام منطقه تنوع جانوران دریا از همه جا بیشتر است؟
- ۴- علت کم بودن پلانکتون جانوری و کم بودن جانداران دریائی در منطقه مداری را شرح دهید.

- ۵- منطقه مجاور قطبی و معتدل نیمکره جنوبی با کدام پدیده از همدیگر جدا شده‌اند؟
- ۶- چرا مناطق معتدله و مجاور قطبی جنوب از مناطق متقابل در نیمکره شمالی فرق دارند؟

فصل ششم

- ۱- برای پیدایش یک دریاچه، چه شرایطی لازم است؟
- ۲- دریاچه‌ها در کدام عرض جغرافیائی و در چه ارتفاعی وجود دارند؟
- ۳- در طبقه‌بندیهای مختلف دریاچه‌ها کدام ویژگیها ملاک قرار گرفته است؟
- ۴- به چه دلیل طبقه‌بندی بر اساس نوع عامل در ایجاد چاله‌های دریاچه‌ای از نظر جغرافیا ترجیح داده می‌شود؟
- ۵- انواع مختلف دریاچه‌های یخچالی در کدام مناطق وجود دارند؟
- ۶- ویژگیهای مرفومریک دریاچه‌ها با کدام پارامترها بیان می‌شود؟
- ۷- به چه علت ویژگیهای مرفومتريک دریاچه‌ها در طول زمان تغییر می‌کند؟
- ۸- وارو چیست و در کجاها تشکیل می‌شود؟
- ۹- در کدام نوع دریاچه لایه‌بندی ترمیک فقط بصورت معکوس دیده می‌شود؟
- ۱۰- پدیده سش را شرح دهید.

فصل هفتم

- ۱- رود و رودخانه را تعریف کنید.
- ۲- حوضه آبخیز رود را تعریف کنید.
- ۳- آیا همه آب باریده بر یک آبخیز به جریان رودخانه‌ای تبدیل می‌شود؟
- ۴- به چه نوع رودی، دائمی گفته می‌شود؟
- ۵- وسعت حوضه و طریق اندازه‌گیری آن را توضیح دهید.
- ۶- شکل حوضه روی کدام ویژگی جریان اثر دارد؟
- ۷- ارتفاع متوسط حوضه از چه نظر اهمیت دارد؟
- ۸- دبی یا بده چیست و برای محاسبه آن کدام متغیرها را باید اندازه‌گیری کرد؟
- ۹- هیدروگراف و یا آب‌نگار چیست؟
- ۱۰- نظم جریان آب در یک رودخانه چگونه بررسی می‌شود؟
- ۱۱- رژیم رودها تابع کدام عوامل می‌باشد؟
- ۱۲- انواع سفره‌های آبدار را نام ببرید.
- ۱۳- بین سفره‌های آزاد و جریان رودخانه‌ای چه روابطی وجود دارد؟

ب- پاسخها

فصل اول

۱- مقدار آب سیاره زمین را نزدیک به $1/5$ میلیارد متر مکعب تخمین می‌زنند که از آن ۹۴ درصد آبهای اقیانوسی و ۶ درصد آبهای قاره‌ای می‌باشد.

۲- آب از طریق تبخیر از مخازن مختلف و سطح زمین به جو منتقل شده و بوسیله باد به جاهای دیگر برده می‌شود و از طریق بارش دوباره به زمین و مخازن برمی‌گردد. باین ترتیب آب در مدارهای بسته‌ای در حرکت است که آنرا چرخه آبشناسی می‌گویند. این چرخش بطور کلی از اقیانوسها به خشکیها و از طریق رودها و جریانهای زیرزمینی به سوی اقیانوس صورت می‌گیرد.

۳- در این مورد نظرات بر حدس و گمان متکی است بعضی‌ها آنرا ثابت و بعضی‌ها در حال افزایش می‌دانند. از طرفداران نظریه اخیر نیز بعضی‌ها به افزایش تدریجی و بعضی دیگر به افزایش بصورت جهش اعتقاد دارند.

۴- بین آب اقیانوسها و دریاها بعضی تفاوتها از نظر ویژگیهای فیزیکی و شیمیایی آب وجود دارد. این تفاوت ناشی از تفاوت عمق و عمدتاً اثرات شرایط جغرافیائی موقع و محل دریاهاست.

۵- در نیمکره شمالی بین مدارهای 80° - 90° درجه یعنی حوضه قطب شمال و در نیمکره جنوبی بین مدار 50° و 60° درجه آبها بیشترین گسترش را دارند.

۶- در این صورت قطب نیمکره خشکی در فرانسه و قطب نیمکره آبی در نزدیکیهای زلاند جدید خواهد بود.

۷- تغییر سطح اقیانوسها در مقیاس جهانی به تغییرات استاتیک موسوم است. اگر عامل تغییر حرکات تکتونیک پوسته زمین باشد، آن را تکتونو- استاتیسم می‌گویند (مثلاً تشکیل یک حوضه جدید اقیانوسی)؛ چنانچه تغییر سطح در اثر افزایش یا کاهش حجم یخچالهای سطح زمین باشد، آن را پدیده گلاسیو- استاتیسم می‌گویند.

۸- دامنه تغییر سطح اقیانوسها در کوتاه‌تر حدود 200 متر بوده، یعنی زمانی حدود یکصد متر از سطح امروزی بالاتر آمده و زمانی نیز بهمین مقدار سطح آن پائین رفته است.

فصل دوم

۱- ضخامت پوسته قاره‌ای خیلی بیشتر از ضخامت پوسته اقیانوسی است. موهو در زیر خشکیها بین ۳۵-۷۰ کیلومتر ولی در زیر آبها حدود ۱۵ کیلومتر از سطح آب قرار دارد. علاوه بر آن پوسته اقیانوسی تماماً از نوع بازالت همراه با لایه کم ضخامتی از رسوب بوده ولی پوسته قاره‌ای از نوع گرانیت همراه با لایه‌های رسوبی ضخیم و تغییر شکل یافته است.

۲- دشتاب ناحیه کم عمق سواحل است که از خط ساحلی بطرف دریا کشیده شده و حاشیه آن با تغییر شیب ناگهانی مشخص می‌شود که اغلب در حدود ژرفای ۹۰-۱۰۰ متری دیده می‌شود. درباره تشکیل دشتاب نظرهای مختلفی ابراز شده است شواهد موجود نظریه‌ای را تأیید می‌کند که بر اساس آن زمانی سطح دریاها حدود ۲۰۰ متر پایین‌تر بوده و عوامل فرسایش خشکی‌ها ناحیه ساحلی را پست و هموار کرده است. بالا آمدن سطح آبها این منطقه را بزریر آب برده است.

۳- تشکیل کانیونهای زیر دریائی با تشکیل دشتاب رابطه دارد. به نظر می‌رسد که کانیونهای دریائی نیز قبلاً در خشکی وسیله رودها حفر شده و سپس بزریر آب رفته است. امتداد یافتن این دره‌ها در اعماق ۲-۳ هزار متری را مربوط به خمیده شدن لبه قاره‌ها می‌دانند.

۴- دامنه قاره‌ای سطح شیب‌داری است که حاشیه دشتاب را به کف حوضه‌های اقیانوسی وصل می‌کند. نیمرخ آن مقعر می‌باشد. تشکیل این سطح در بیشتر نقاط به حرکات تکتونیکی مربوط است که بصورت گسل یا چین تک شیب است در بعضی نقاط نیز دشتاب و دامنه قاره‌ای در اثر تراکم رسوبات بوجود آمده است.

۵- رشته‌های پستی وسط اقیانوسی رشته‌کوههای طولی هستند که در طول حدود شصت هزار کیلومتر در زیر آبها کشیده شده‌اند ارتفاع آنها از کف اقیانوس بیش از سه هزار متر و تماماً از سنگهای بازالت الوین‌دار ساخته شده‌اند، در رشته‌های اطلس و هند روی محور این رشته یک دره ریفت وجود دارد که محل بیرون ریختن گدازه‌های آتشفشانی است کانونهای زمین‌لرزه روی محور این رشته‌ها قرار داشته و تمام رشته‌ها با گسل های تبدیلی زیاد بطور عرضی بریده شده است.

۶- گودالهای عمیق اقیانوسی فرورفتگیهای باریک و طولی هلالی شکل هستند که عمق آنها از شش هزار متر بیشتر بوده و اغلب قلل یک رشته کوه با همان روند در کنار آن گروه جزایر هلالی شکل را تشکیل داده است. این گودالها در اثر خمیده شدن لبه پوسته اقیانوسی و رانده شدن آن به زیر پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

۷- چون کف حوضه‌های اقیانوسی محل تجمع رسوبات بوده و هموار است باین سبب آنها را دشتهای مفاکی نام داده‌اند.

۸- رسوبات کف اقیانوسها اول از نظر منشاء به دو گروه تخریبی و زیستی تقسیم می‌شود. رسوبات زیستی را نیز بر حسب ترکیب شیمیایی به دو گروه آهکی و سیلیسی تقسیم کرده و هر کدام را بر حسب فراوانی پوسته نوع جاندار به گروههای فرعی تقسیم کرده‌اند.

۹- چون لجن‌های آلی نتیجه تراکم پوسته جانداران است و هر گروه از جانداران نیز در شرایط اقلیمی خاصی رشد میکند از اینرو بین منطقه انتشار هر نوع رسوب آلی و اقلیم منطقه رابطه مستقیمی وجود دارد.

۱۰- چون رسوبات دریا‌های عمیق از فرسایش مصون بوده و بین نوع رسوب و شرایط اقلیمی زمان تشکیل آنها رابطه مستقیم وجود دارد لذا سرگذشت اقلیمی زمین را با مطالعه این رسوبات می‌توان بازسازی کرد. علاوه بر آن چین و شکنهای ظریف در این رسوبات حرکات تکتونیکی و نوع جهت نیروها را نشان می‌دهد.

۱۱- دریا‌های کناری شرق آسیا همگی کم عمق بوده و با یک قوس جزیره‌ای از اقیانوس جدا شده که در پای آن در سمت اقیانوس چاله‌های عمیق اقیانوسی قرار دارد.

۱۲- در سواحل شرقی و غربی این اقیانوس پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای فرو می‌رود و سواحل در حال بالا آمدن بوده و مرتفع است از اینرو دشتاب در این سواحل وسعت زیاده ندارد.

۱۳- دو رشته ارتفاعات عمده در کف اقیانوس کبیر، یکی رشته پشته اقیانوسی است که در حاشیه خارجی شرقی و جنوب شرقی اقیانوس قوسی رسم می‌کند. دیگری رشته ارتفاعاتی است که از شمال غرب به جنوب شرق کشیده شده است. این رشته از چندین بخش کمانی شکل تشکیل شده و برآمدگی وسیع و پله مانند جزائر هاوانی روی آن قرار دارد.

۱۴- وسیع‌ترین دشتاب اقیانوس اطلس بین سواحل ارژانتین و جزایر فالکلند قرار دارد که عرض آن به ۸۰۰ کیلومتر می‌رسد.

۱۵- رشته پشته اطلس تمام ویژگیهای یک رشته وسط اقیانوسی را دارا است. این رشته درست در وسط اقیانوس در تمام طول آن کشیده شده، محور رشته دارای ریفت بوده و امتداد آن از انحنای ساحل قاره‌های مجاور تبعیت می‌کند.

- ۱۶- مدیترانه در حله اول به دو حوضه شرقی و غربی تقسیم شده که حوضه شرقی هم وسیع ترست و هم عمیق تر، هر دو حوضه دارای حوضه های فرعی می باشد.
- ۱۷- طول تنگه جبل الطارق ۶۰ کیلومتر و عرض آن در باریکترین قسمت ۱۵ کیلومتر است. عمق تنگه در وسط آن ۳۷۰ متر بوده که بسوی شرق و غرب به ژرفای آن افزوده می شود. این تنگه بین مراکش و اسپانیا قرار گرفته، ضمن وصل مدیترانه به اقیانوس اطلس، قاره اروپا را از آفریقا جدا کرده است.
- ۱۸- کف دریای سیاه توپوگرافی ساده ای دارد، دشتاب در سواحل شمالی زیاد ولی در دیگر نواحی باریک است. دامنه قاره ای همه جا از عمق حدود صد متر شروع شده و شیب آن زیاد است. کف حوضه هموار و در عمق حدود ۲۰۰۰ متری کشیده شده است تنها عارضه در آن چاله خیلی کوچک با عمق نسبی حدود ۲۰۰ متر می باشد.
- ۱۹- در اقیانوس هند سه رشته پستی وجود دارد که از نقطه ای تقریباً از مرکز اقیانوس در مقابل جزیره ماداگاسکار منشعب شده و در سه جهت جنوب غربی، جنوب شرقی و شمال کشیده شده است. این سه رشته نیز مانند رشته اطلس دارای ریفت می باشد.
- ۲۰- کف دریای سرخ امتداد ریفت رشته پستی شاخه شمالی اقیانوس هند است. در بخش مرکزی کف دریا در حدود عمق ۱۰۰۰ متری کشیده شده و در وسط آن فرو رفتگی باریکی به عمق ۲۰۰۰ متر وجود دارد.
- ۲۱- سواحل حوضه قطب شمال ادامه دشتهای پست و فرسوده شمال اورآسیا و کانادا می باشد از اینرو دشتاب در حاشیه این حوضه وسعت خیلی زیاد دارد.
- ۲۲- رشته لومونوسف مهمترین عارضه در کف حوضه قطب شمال است، طول آن ۱۸۰۰ کیلومتر و ارتفاع آن از کف حوضه های مجاور ۲۵۰۰ الی ۳۰۰۰ متر و دامنه های آن نسبتاً پُر شیب است. این رشته از مقابل جزایر سیبری جدید با عبور از قطب بسوی خاک کانادا کشیده شده است.
- ۲۳- در حاشیه خشکی قطب جنوب پهنای دشتاب به جز در دریاها و دل وراس باریک بوده و شروع دامنه قاره ای از اعماق ۵۰۰ الی ۸۰۰ متر می باشد.

فصل سوم

۱- مهمترین اثر جغرافیائی این ویژگیهای آب تعدیل و کنترل اقلیم در مقیاس محلی و سیاره‌ای است.

۲- درجه شوری آب مقدار نمک‌های موجود در واحد وزن است که معمولاً بر حسب نسبت در هزار (گرم در کیلو) بیان می‌شود.

۳- تغییرات درجه شوری آب اقیانوسها در عرضهای مختلف تابع میزان تبخیر است که خود آن تابعی از دما، رطوبت هوا و میزان باد در هر نقطه می‌باشد.

۴- درجه شوری آب اقیانوسها بر حسب زمان و مکان تغییر می‌کند ولی نسبت املاح اصلی در مجموع نمک‌های موجود در آن ثابت باقی می‌ماند.

۵- علاوه بر کم بودن میزان تبخیر، بارش زیاد و ورود آب رودهای بزرگ سبب کاهش درجه شوری می‌شود.

۶- درجه شوری در اعماق در حدود شوری متوسط آبهای سطحی اقیانوس‌هاست بطور کلی در هر نقطه شوری آب در سطح اگر از ۳۵ در هزار بیشتر باشد بسوی اعماق کاهش می‌یابد برعکس چنانچه شوری آب در سطح از حد متوسط کمتر باشد بسوی اعماق افزایش خواهد یافت.

۷- اکسیژن آب عمدتاً از طریق اختلاط با هوای مجاور تأمین می‌شود و آب سرد و کم شور بیشتر از آب گرم و شور می‌تواند اکسیژن را در خود حل کند. بنابراین طبیعی است که آبهای مناطق قطبی بیش از هر جای دیگر دارای اکسیژن باشد.

۸- در عرضهای بلند بسبب وجود پلانکتون‌های دیاتمه رنگ آب متمایل به سبز است رنگ سرخ مربوط به وجود نوعی آلگ می‌باشد (مانند دریای سرخ و خلیج کالیفرنیا)، و رنگ زرد مربوط به وجود مواد تخریبی زرد رنگ است که در دهانه بعضی از رودها مشاهده می‌شود، مانند دریای زرد.

۹- دمای آبهای سطحی اقیانوسها بین $+28$ و -2 درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند بنابراین دامنه تغییرات در حدود 30 درجه می‌باشد.

۱۰- در عرض‌های پست آب‌های سطحی اقیانوس‌ها در سواحل غربی گرمتر از سواحل شرقی است. علت آن مربوط به چگونگی جریانها و پدیدهٔ آپولینگ است.

۱۱- دمای آب اقیانوس‌ها بطور کلی بطرف اعماق کاهش می‌یابد. در آبهای گرم سرعت کاهش تا عمق حدود 200 متر سریع بوده و پس از آن سرعت کاهش کم می‌شود. تا به حدود صفر

درجه برسد. از اعماق حدود هزار متر به پائین دمای آب تقریباً ثابت است. در عرض‌های بالا پس از یک کاهش سریع دمای آب افزایش یافته سپس از عمق حدود ۵۰۰ متر دوباره تنزل می‌کند.

۱۲- آیسبرگ یا کوه یخ در خشکی تشکیل شده و سپس وارد دریا می‌شود ولی بانگیز صفحات یخی است که مستقیماً از یخ بستن آب دریا حاصل می‌شود.

فصل چهارم

۱- جزر و مد معلول جاذبه ماه و نیروی گریز از مرکز است که جاذبه خورشید نیز در روی آن اثر دارد. همچنانکه زمین به دور خورش می‌چرخد در نقاطی که مقابل ماه قرار گرفته آب دریا بسوی آن کشیده می‌شود. در طرف مقابل آن نیز چون نیروی ماه بر پوسته جامد بیشتر اثر می‌کند گوئی آب عقب می‌ماند، بهمین سبب در این قسمت نیز یک موج مدی تشکیل می‌شود.

۲- عامل عمده شکل سواحلی است ولی موقعیت ماه در افق و موقعیت متقابل ماه و خورشید نسبت به زمین، همچنین دوز و نزدیک شدن زمین در مدار انتقالی خود به خورشید نیز بر چگونگی دامنه جزر و مد اثر دارد.

۳- در حال حاضر در سه مورد از این پدیده بطور مستقیم استفاده می‌شود؛

الف- در امر کشتیرانی، کشتی‌ها در موقع مد به سواحل کم عمق رفت و آمد می‌کنند.

ب- در رودهایی که در اثر مد سطح آب در آنها بالا می‌آید در امر آبیاری استفاده می‌شود.

ج- در بعضی سواحل با احداث سد، از نیروی پتانسیل آن برای تولید برق استفاده می‌کنند.

۴- بر حسب دوره تناوب، سه نوع جزر و مد شناخته شده است:

الف- کشند نیم‌روزه، ب- کشند روزانه، ج- کشنده مختلط

۵- منشاء اکثر امواج دریا باد است، ولی زمین‌لرزه، اختلاف فشار جو، ریزش توده‌های بزرگ

سنگ به دریا موجهای منفرد ایجاد می‌کند.

۶- ویژگیهای یک موج با طول، ارتفاع و دوره آن مشخص می‌شود.

۷- طول موج با دوره آن بوسیله رابطه $L = 0.12T^2$ بهم مربوط می‌شوند (L بر حسب فیت و

T بر حسب ثانیه).

۸- در امواج ناشی از اثر مستقیم باد بین ارتفاع موج و سرعت باد رابطه‌ای وجود دارد. اگر

سرعت باد (متر بر ثانیه) به عدد ۲/۵ تقسیم شود ارتفاع تقریبی موج بر حسب متر بدست می‌آید.

۹- شکست موج در سواحل کم عمق جائیکه ارتفاع موج با $\frac{2}{3}$ عمق آب برابر است اتفاق می‌افتد، سرعت موج در اثر اصطکاک با کف دریا کم شده ضمن افزایش ارتفاع موج شیب، در جبهه بیشتر شده و نهایتاً آب بصورت توده‌ای فرو می‌ریزد.

۱۰- تسونامی به تک موج‌های خیلی بزرگ و خطرناک گفته می‌شود که در اثر زمین‌لرزه و آتشفشان بوجود می‌آید.

۱۱- تأثیر امواج در عمق با طول موج آنها برابر است.

۱۲- منشاء نیرو در ایجاد جریانهای بزرگ اقیانوسی بادهای غالب و چرخش زمین می‌باشد.

۱۳- جریانهای بزرگ اقیانوسی در مجموع حالت گردابی دارند جهت چرخش آنها در نیمکره شمالی موافق حرکت عقربه ساعت و در نیمکره جنوبی بر خلاف آن می‌باشد.

۱۴- در حوضه قطب شمال آبها در مدار بسته‌ای در جهت عکس حرکت عقربه ساعت در جریان می‌باشند.

۱۵- عامل پیدایش جریان لابرادور اختلاف سطح آب بین حوضه قطب شمال و اقیانوس اطلس است. سطح آب در حوضه قطب شمال به علت ورود آب زیاد توسط رودهای بزرگ آسیا و اروپا و ناچیز بودن تبخیر، نسبت به سطح اقیانوس اطلس قدری بالاتر می‌باشد.

۱۶- بالا آمدن آبهای عمقی در سواحل را پدیده آپولینگ می‌گویند. عامل آن دور شدن آبهای ساحلی در نتیجه باد است که آبهای عمقی برای پر کردن جای آن بطرف بالا حرکت می‌کنند.

۱۷- مهمترین اثر جغرافیائی جریانهای عمومی توزیع انرژی خورشیدی در سطح زمین است که از این طریق اقلیم سراسر دنیا را تعدیل می‌کنند. جریانهای قائم نیز اکسیژن لایه‌های عمقی را تأمین کرده و نمک‌های لازم برای رشد گیاهان و جانوران دریا را به سطح آب می‌آورند.

فصل پنجم

۱- چون تمام اقیانوس از آب بوده و انرژی خورشیدی را یکسان جذب می‌کند، علاوه بر آن

در اقیانوس مانند خشکی‌ها، پستس و بلندی و عوارض دیگر وجود ندارد.

- ۲- منطقه معتدل دارای دما و درجه شوری مناسب برای زندگی ماهی بوده و آبها در آنجا بسبب توفانها و بارش زیاد از نظر اکسیژن و املاح تغذیه‌ای غنی می‌باشد که نتیجه آن فراوانی پلانکتونهای گیاهی است. این شرایط امکان تکثیر بیشتر و رشد بهتر ماهی‌ها را فراهم می‌کند.
- ۳- در منطقه استوایی اقیانوسها انواع جانوران دریائی از دیگر مناطق بیشتر بوده و به ۴۰۰ و ۴۰ نوع می‌رسد.

- ۴- در منطقه مداری گردش قائم آب ضعیف است این وضع و آرامش نسبی آب سبب می‌شود که اکسیژن آن کم بوده و پلانکتونها نتوانند بخوبی تکثیر یابند. چنین شرایطی برای زندگی جانداران متنوع مناسب نیست.
- ۵- خط یا ناحیه همگرای آبهای معتدله و قطبی، منطقه معتدله و مجاور قطبی را در نیمکره جنوبی از همدیگر جدا کرده است.
- ۶- زیرا در نیمکره جنوبی این مناطق، پهنه آبی یکپارچه بوده. علاوه بر آن فعالیت اتمسفر در این نیمکره بیشتر است.

فصل ششم

- ۱- برای پیدایش دریاچه یک چاله با هر منشائی که باشد باضافه آب که بتواند مدتی در آن ساکن باشد لازم و کافی است.
- ۲- بجز مناطق پوشیده از یخ که دما همیشه زیر صفر است و بخشی از بیابانها که بعلت خشکی شدید آب حاصل از بارانهای نادر و یا آب زیرزمینی نمی‌تواند مدتی در چاله‌ها باقی بماند، دریاچه در همه جا و در هر ارتفاعی دیده می‌شود.
- ۳- در طبقه‌بندی‌های مختلف، دوام دریاچه در طول سال (دائمی - موقتی)، شور یا شیرین بودن آب آن، ویژگیهای حرارتی، یعنی چگونگی تغییر دمای آب دریاچه در فصول مختلف، نوع فرآیند در شکل‌گیری چاله دریاچه (کاوش یا تراکم) و نوع عامل در ایجاد چاله‌های دریاچه‌ای اساس قرار گرفته است.
- ۴- چون در جغرافیا پراکندگی ناحیه‌ای پدیده‌ها مورد توجه و تفسیر می‌باشد، اگر دریاچه‌هائی با یک منشاء در یک ناحیه تجمع نشان دهند. می‌توان آن قسمت را یک واحد جغرافیائی دانست.

- ۵- بطور کلی انواع دریاچه‌های یخچالی در تمام مناطقی که در دوره‌های یخچالی کوتاه‌تر در زیر یخ بوده و اکنون از یخ آزاد هستند، تشکیل شده‌اند.
- ۶- ویژگیهای مرفومتريک عمده دریاچه‌ها با وسعت سطح، حجم، عمق حداکثر و متوسط، طول خط ساحل و درجه تکامل و نسبت عمق متوسط بر عمق حداکثر تشریح می‌شود.
- ۷- چون میزان آب دریاچه‌ها در فصول مختلف و همچنین در طول زمان ثابت نیست از این رو ویژگیهای مرفومتريک آنها ثابت نخواهد بود، علاوه بر آن تکامل شکل در طول زمان ایجاب می‌کند که طول خط ساحلی و پارامترهای وابسته به آن تغییر کند.
- ۸- وارو نوعی رسوب دریاچه‌ای است که از تناوب لایه‌های نازک تیره و روشن بوجود آمده و مخصوص مناطق سرد است که در آنجا رسوبات مربوط به فصل تابستان حاوی کربنات و یا ماسه بوده و رنگ روشن دارند. رسوبات فصل زمستان بیشتر از رس بوده و رنگ تیره دارد.
- ۹- در دریاچه‌های قطبی فقط در فصل سرد لایه‌بندی ترمیک معکوس دیده می‌شود در فصل گرم آب آنها از نظر دما یکنواخت است.
- ۱۰- پدیده شش شبیه پدیده جزر و مد است ولی دوره مشخصی ندارد. زمانی که اختلاف فشار در دو ساحل متقابل دریاچه اختلاف زیاد داشته باشد در یک ساحل سطح آب پائین رفته و در ساحل مقابل بالا می‌آید.

فصل هفتم

- ۱- رود توده آبی است که در مجرای طبیعی بسوی حوضه انتهائی خود جریان دارد؛ مجرای رود را رودخانه می‌گویند.
- ۲- پهنه‌ای از زمین که توسط یک سیستم رودخانه‌ای واحد زهکشی می‌شود آبخیز آن رود می‌باشد.
- ۳- جریان رودخانه‌ای بخشی از آب باریده بر حوضه آن است، زیرا قسمتی از طریق تبخیر و تعرق به جو بازگشته، قسمتی بصورت رطوبت در خاک باقی مانده و بخشی نیز با نفوذ به سفره‌های عمیق می‌رسد که در جریان رودخانه‌ای نقشی ندارد.
- ۴- رودی که در تمام طول سال و یا حداقل در ۹۰ درصد از آن دارای آب باشد.

- ۵- وسعت هر حوضه، مساحت تصویر افقی آن است که در روی نقشه‌های توپوگرافی با پلانیمتر و یا روشهای دیگر اندازه‌گیری می‌شود.
- ۶- شکل حوضه روی زمان تمرکز حوضه اثر داشته و از طریق آن شدت و مدت جریان آبراه در آبراهه اصلی کنترل می‌کند.
- ۷- ارتفاع متوسط شرایط اقلیم حوضه را نشان می‌دهد، حوضه‌های مرتفع بارش بیشتر دریافت کرده و اغلب نوع بارش در آنها بصورت برف است.
- ۸- تراکم زهکشی، میانگین طول تمام آبراهه‌های یک حوضه در واحد سطح می‌باشد که بر حسب کیلومتر در کیلومتر مربع بیان می‌شود.
- ۹- دبی عبارتست از حجم آب عبور کرده در واحد زمان از یک نقطه. برای محاسبه آن باید سطح مقطع رود و سرعت آب در نقطه مورد نظر اندازه‌گیری شود.
- ۱۰- هیدروگراف نموداری است که تغییرات دبی رودخانه را نسبت به زمان نشان می‌دهد. این نمودار در موارد مختلف برای چند ساعت و یا مدتهای طولانی تا یکسال تهیه می‌شود.
- ۱۱- برای بررسی نظم جریان آب رودخانه، نسبت میانگین دبی حداقل بر میانگین دبی حداکثر سالانه محاسبه می‌شود، نتیجه هر قدر به واحد (عدد یک) نزدیک باشد جریان از نظم بیشتری برخوردار است.
- ۱۲- رژیم رودها را عمدتاً رژیم بارش و رژیم دما تعیین می‌کند. میزان تبخیر، خصوصیات مورفولوژیکی و زمین‌شناسی حوضه و همچنین پوشش گیاهی و نحوه استفاده از زمین در تغییرات رژیم اثر دارند.
- ۱۳- سه نوع سفره آبدار وجود دارد: ۱- سفره آزاد، ۲- سفره آویزان یا معلق، ۳- سفره تحت فشار یا محصور که آن را سفره آرتزین نیز می‌گویند.
- ۱۴- سفره‌های آزاد بخش عمده دبی پایه رودها را تأمین می‌کند ولی در زمان پر آبی رودها ممکن است سفره‌های آزاد از آب رودخانه تغذیه شوند.